

4594

**Kırka (Eskişehir) Yöresi Volkanosedimanter  
Oluşumlarının Mineralojik - Petrografik  
ve Jeokimyasal İncelenmesi**

**Hüseyin Yolcu**

**Hacettepe Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetmenliğinin  
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı İçin Öngördüğü  
DOKTORA TEZİ  
olarak hazırlanmıştır**


4594

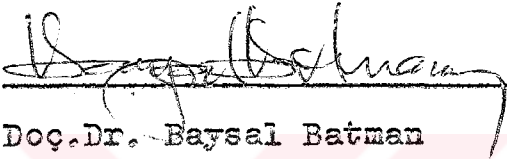
**Mayıs - 1966**

**T.C.  
Yükseköğretim Kurulu  
Dokümantasyon Merkezi**

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğü'ne

İşbu çalışma, jürimiz tarafından JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ  
Anabilim Dalında DOKTORA TEZİ olarak  
kabul edilmiştir.


Başkan :   
Prof. Dr. Teoman Norman

Üye :   
Doç. Dr. Baysal Batman

Üye :   
Doç. Dr. Hasan Bayhan

---

Yukarıdaki imzaların, adı geçen öğretim üyelerine ait olduğunu onaylarım.

  
Prof. Dr. Acar Işın  
Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

## ÖZET

Bu çalışmada, Kuzeybatı Anadolu'da Eskişehir ili sınırları içerisinde yer alan Neojen yaşlı Kırka gölsel volkanosedimanter baseninin genelleştirilmiş stratigrafik istifini ve bu istifi oluşturan birimlerin yanıl ve düşey yöndeki mineralojik ve jeokimyasal değişimlerini belirlemek, kil, zeolit, karbonat ve borat minerallerinin oluşumlarına, diyajenetik evrimlerine ve dağılımlarına açıklık getirmek, bu mineraller ile bölgedeki piroklastik ve volkanik kayaların ana ve iz element içeriklerini araştırmak, sonuçta tüm sedimanter basenin jeolojik evrim ve paleocoğrafik gelişimini ortaya koymak amaçlanmıştır.

Bu amaç doğrultusunda inceleme alanında  $535 \text{ km}^2$ 'lik bir alanın 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılarak, formasyon mertebesinde beş litostratigrafik birim ayrılmıştır. Bunlar alttan üste doğru, Miyosen Öncesi Temel kayaları, Alt Miyosen yaşlı İdrisyayla volkanitleri ve Karaören formasyonu, Sarıkaya formasyonu (Orta-Üst Miyosen), Türkmendağı bazaltı (Üst Miyosen), Fetiye formasyonu (Pliyosen) ile Kuvaterner oluşuklarıdır.

Noktasal, ölçülü kesit boyunca ve sondaj karotlarından alınan, büyük çoğunluğu volkanosedimanter birimlere ait olan 765 örneğin tüm kayac ve mineral fraksiyonlarında optik ve elektron mikroskop, X-ışınları ile ana ve iz element çözümlenmeleri yapılmış, ayrıca radyometrik (K/Ar) ve paleontolojik yöntemlerle birimlerin yaşları saptanmıştır.

Eldede edilen sonuçlara göre, Karaören formasyonu gölsel tüflerinde, basenin kenar fasiyeslerinden açıklara doğru güney-kuzey yönünde "taze volkanik cam + simektit, klinoptilolit/höylandit, filipsit ve K-feldispat" biçiminde yanıl mineralojik zonlanma gelişmiştir. Bu diyajenetik fasiyeslerin dağılımına silis (opal-A, opal-CT, kuvars), karbonat (kalsit, yer yer dolomit) ve

dioktaedrik simektit (montmorillonit, baydelit) mineral-leri eşlik etmektedir. Neoformasyon mekanizmasının ürün-leri olan bu minerallerden zeolitlerin kimyasal bileşim-leri ile kristal morfolojileri arasında sıkı bir ilişki bulunmaktadır.

Orta kesimlerinde borat oluşumları da içeren killi-kar-bonatlı kayalardan oluşan Sarıkaya formasyonunda, yanıl ve dikey yönde borat mineralleri arasında "Ca-NaCa-Na-NaCa-Ca borat", karbonat minerallerinde "düşük Mg-kalsit, kalsit + dolomit, dolomit (ideal dolomit ve Ca-dolomit), kalsit + dolomit, düşük Mg-kalsit", tetraktaedrik simek-titlerde "Li-saponit, Li-stevensit, hektorit, Li-steven-sit, Li-saponit" şeklinde dizilim gösteren mineralojik zonlanmaların varlığı ortaya konulmuştur. Ayrıca, bu minerallerin kimyasal çökelme ve/veya diyajenetik süreç-ler sonucunda oluştukları belirlenmiştir.

Diğer taraftan, bu çalışma sonucunda elde edilen bulgu-ların ışığında, bölgede sedimentasyonla çağdaş tektonik hareketlerin yanı sıra üç ana evrede etkin olan kalkal-kali volkanizmanın varlığı da ortaya çıkarılmıştır.

## SUMMARY

The aim of this study is to determine the generalized stratigraphic sequence of the Kirka lacustrine volcano-sedimentary basin of Neogene age, located within the boundaries of Eskişehir province in Northwestern Anatolia, and to determine the mineralogic and geochemical variations of the units in this column. The study also aims to clarify the formation, the diagenetic evolution and distribution of the clay, zeolite, carbonate and borate minerals; to investigate the contents of the major and trace elements in these minerals and pyroclastic-volcanic rocks in the region, and finally, to detect the geologic evolution and paleogeographic development of the sedimentary basin.

The geologic map of an area of 535 sq. km has been prepared of 1/25 000 scale and five lithostratigraphic units have been differentiated as formation. These are situated on Pre-Miocene Basement rocks: İdrisyağla volcanics and Karaören formation of Lower Miocene age, Sarıkaya formation (Middle-Upper Miocene), Türkmendağlı basalt (Upper Miocene), Fetiye formation (Pliocene), overlain by Quaternary deposits.

Optical and electron microscope investigations, X-ray, major and trace element chemical analyses are carried out on the whole rock and mineral fractions of 765 samples mostly from volcanosedimentary units, collected from point, measured section and drill-hole cores. The age of the units have been determined by radiometric (K/Ar) and paleontologic methods.

According to the results obtained, the lateral mineralogic zoning was developed as "fresh volcanic glass + smectite, clinoptilolite/heulandite, phillipsite and K-feldspar" from south towards north (from the edge facies to the center of the basin) in the lacustrine tuffs of the

Karaören formation. Siliceous (opal-A, opal-CT, quartz), carbonaceous (calcite, rarely dolomite) and dioctahedral smectite (montmorillonite, beidelite) have accompanied the distribution of these diagenetic facies. There seems to be an important relation between the chemical composition and crystal morphology of the zeolites derived from these minerals by neoformation mechanism.

In the Sarıkaya formation, consisting of clayey-carbonaceous rocks with borate occurrences in the middle part, it has been found that the lateral and vertical mineralogic zonings are developed as "Ca-NaCa-Na-NaCa-Ca borate" in the borate minerals, "low Mg-calcite, calcite + dolomite, dolomite (ideal dolomite and Ca-dolomite), calcite + dolomite, low Mg-calcite" in the carbonate minerals, "Li-saponite, Li-stevensite, hectorite, Li-stevensite, Li-saponite" in the trioctahedral smectites. Further, it has been concluded that these minerals are formed by chemical precipitation and/or diagenetic processes.

Tectonic movement contemporary with sedimentation in the region has been identified, and calalkali volcanism observed to occur in three main episodes.

## TEŞEKKÜR

Bu çalışma, 1984-1988 yılları arasında, Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ve Araştırma Fonu Başkanlığı ile Fransa Hükümeti'nin maddi, Etibank'ın lojistik, Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu'nun Birsel katkıları ile gerçekleştirilmiş olup adı geçen kuruluşlara,

Öncelikle beni tez öğrencisi olarak kabul eden, bilimsel yönlendirmesinin yanı sıra, çalışmalarım sırasında her türlü olanağı özellikle Etibank ve Araştırma Fonu'nun desteğini sağlayan, ayrıca Ekim 1984-Ekim 1986 tarihleri arasında danışmanlığımı üstlenen ve konunun seçimine katkıda bulunan değerli hocam Prof.Dr.Orhan Baysal'a (Y.Ö.K. Üyesi),

Arazi çalışmalarını yerinde denetleyen, yapıcı görüş ve önerileriyle tezi bir bütün halinde değerlendirerek sonuçlandırılmasını sağlayan, Ekim 1986-Mayıs 1988 tarihlerinde danışmanlığımı da yürüten değerli hocam Doç.Dr.Hasan Bayhan'a (H.Ü.),

Tezin başlangıcından sonuna kadar bilimsel desteğini esirgemeyen, konunun belirlenmesinde yardımcı olan, çalışmanın analitik kesimlerini büyük ölçüde yönlendiren, ayrıca Fransız Hükümeti'nden sağladığı burs ile Strasbourg Jeoloji Enstitüsü'nde araştırma yapma fırsatını yaratan değerli hocam Doç.Dr.M.Niyazi Gündoğdu'ya (H.Ü.),

Arazi çalışmaları sırasında, olanaklarından yararlanmama izin veren Etibank Genel Müdürlüğü'ne, İşletmeler Dairesi eski Başkanı Sayın Gürsel Karaca'ya, Kırka Boraks İşletmesi Müessese Müdürleri Sayın Hüsnü Çağlayan ve Mustafa Karacaoğlu'na, Teknik Müdür M.Arif Engin'e, İdari Müdür Yusuf Demircioğlu'na, Mühendisler Aydın İnceoğlu, Meserret Doğan ve Hüseyin Bektaş'a, ayrıca işletmenin konuksever diğer tüm teknik ve idari personeline,

Strasbourg Jeoloji Enstitüsü-C.N.R.S. (Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface) Laboratuvarlarında çalışmalarımı yönlendiren Nicole Liewig ve Daniel Tisserant'a, K/Ar yaş ölçümlerini gerçekleştiren R.Wendling ve R.Winkler'e, kimyasaî çözümlenelerin laboratuvarlarında yapılmasına izin veren J.Samuel, R.Roualt ve G.Kremppe'e, teknisyenler M.I.Balouka ve P.Staub'a, elektron mikroskop incelemelerindeki katkıları için P.Karcher'e, ayrıca bursun verilmesindeki yardımlarından dolayı Ankara'daki Fransa Büyükelçiliği Kültür Müsteşarlığı'na,

İnceleme alanı jeoloji haritasının son şeklini almasında görüş ve eleştirileri ile emeği geçen Doç.Dr. Baysal Batman ve Araş.Gör. Orhan Cerit'e, fosil tanımlamalarını yapan Araş.Gör. Cemal Tunçoğlu'na (H.Ü.),

X-ışınları ve kimyasal çözümlenmeler ile incekesitlerin hazırlanmasındaki yardımları için teknisyenler Vahdettin Kulaksız, Kemal Çabık, Reyhan Kütük, Gönül Karayığit, Resul Aydın, Günay Örucü ve Hasan Torun'a (H.Ü.),

Her zaman olduğu gibi, tez çalışmalarım sırasında da gösterdiği sabır ve anlayışla huzurlu bir çalışma ortamı yaratan sevgili eşim Fatma'ya ve oğlum Kadir'e, sonsuz teşekkür borçluyum.

1. Mayıs. 1988  
Demetevler/Ankara

Hüseyin Yalçın



## İÇİNDEKİLER DİZİNİ

	<u>Sayfa</u>
ÖZET .....	iv
SUMMARY .....	vi
TEŞEKKÜR .....	viii
İÇİNDEKİLER DİZİNİ .....	x
ŞEKİLLER DİZİNİ .....	xiv
ÇİZELGELER DİZİNİ .....	xxii
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ .....	xxv
1. GİRİŞ .....	1
1.1. Amaç ve Kapsam .....	1
1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması .....	2
1.3. Önceki Çalışmalar .....	2
2. STRATİGRAFİ VE TEKTONİK .....	6
2.1. Litostatigrafi Birimleri .....	6
2.1.1. Temel kayalar (Ptm, Mkk, EfK) .....	7
2.1.2. İdrisyayla volkanitleri (Tma, Tmr, TmrB) ..	10
2.1.2.a. dağılımı ve topoğrafya görünümü .....	10
2.1.2.b. kayaç türü, kalınlık ve alt/üst sınırlar ..	11
2.1.2.c. volkanizmanın yaşı .....	12
2.1.2.d. karşılaştırma ve yorum .....	13
2.1.3. Karaören formasyonu (Tmkg, Tmkk) .....	13
2.1.3.a. dağılımı ve topoğrafya görünümü .....	15
2.1.3.b. tip kesit, yeri ve kalınlık .....	15
2.1.3.c. kayaç türü, yanıl değişim ve alt/üst sınırlar .....	17
2.1.3.d. fosil topluluğu ve yaş .....	24
2.1.3.e. karşılaştırma ve yorum .....	24
2.1.4. Sarıkaya formasyonu (Tms) .....	26
2.1.4.a. dağılımı ve topoğrafya görünümü .....	26
2.1.4.b. tip kesit, yeri ve kalınlık .....	26
2.1.4.c. kayaç türü, yanıl değişim ve alt/üst sınırlar .....	30

## İÇİNDEKİLER DİZİNİ (devam ediyor)

	<u>Sayfa</u>
2.1.4.d. fosil topluluğu ve yaş .....	37
2.1.4.e. karşılaştırma ve yorum .....	38
2.1.5. Türkmen Dağı bazaltı (Tmb) .....	39
2.1.5.a. dağılımı ve topoğrafya görünümü .....	39
2.1.5.b. kayalık türü, kalınlık ve alt/üst sınırlar .....	39
2.1.5.c. volkanizmanın yaşı .....	40
2.1.5.d. karşılaştırma ve yorum .....	40
2.1.6. Fetiye formasyonu (Tpft, Tpfk) .....	40
2.1.6.a. dağılımı ve topoğrafya görünümü .....	40
2.1.6.b. tip kesit, yeri ve kalınlık .....	41
2.1.6.c. kayalık türü, yanar değişim ve alt/üst sınırlar .....	41
2.1.6.d. fosil topluluğu ve yaş .....	43
2.1.6.e. karşılaştırma ve yorum .....	44
2.1.7. Kuvaterner oluşukları (Qal) .....	44
2.2. Tektonik .....	44
2.2.1. Kıvrınlar .....	45
2.2.2. Faylar .....	45
2.2.3. Çatlak sistemleri .....	47
2.2.4. Uyumsuzluklar .....	47
2.2.5. Tartışmalar ve genelleme .....	48
3. MİNERALOGİ-PETROGRAFI .....	49
3.1. İnceleme ve Çözümleme Yöntemleri .....	49
3.1.1. Optik mikroskop incelemeleri (OM) .....	49
3.1.2. X-ışınları çözümlenmeleri (XRD) .....	50
3.1.2.a. tümkayalık çözümlenmeleri (TK) .....	50
3.1.2.b. kil fraksiyonu ayrımı ve çözümlenmeleri (KF) .....	52
3.1.2.c. simektitlerin oktaedrik bileşiminin sap- tanması .....	53
3.1.3. Taramalı elektron mikroskop incelemeleri (SEM) .....	54
3.1.4. Geçirimli elektron mikroskop incelemeleri (TEM) .....	54

## İÇİNDEKİLER DİZİNİ (devam ediyor)

	<u>Sayfa</u>
3.2. İnceleme ve Çözümleme Sonuçları .....	55
3.2.1. Temel kayaçları .....	55
3.2.1.a. optik mikroskop incelemeleri .....	55
3.2.2. İdrisçayla volkanitleri .....	56
3.2.2.a. optik mikroskop incelemeleri .....	56
3.2.3. Karaören formasyonu .....	58
3.2.3.a. optik mikroskop incelemeleri .....	58
3.2.3.b. tünkayaç çözümlenmeleri .....	62
3.2.3.c. kil fraksiyonu çözümlenmeleri .....	72
3.2.3.d. taramalı elektron mikroskop incelemeleri .....	74
3.2.3.e. geçirimli elektron mikroskop incelemeleri .....	86
3.2.4. Sarıkaya formasyonu .....	86
3.2.4.a. optik mikroskop incelemeleri .....	86
3.2.4.b. tünkayaç çözümlenmeleri .....	92
3.2.4.c. kil fraksiyonu çözümlenmeleri .....	95
3.2.4.d. taramalı elektron mikroskop incelemeleri .....	102
3.2.4.e. geçirimli elektron mikroskop incelemeleri .....	107
3.2.5. Türkmendağı bazaltı .....	108
3.2.5.a. optik mikroskop incelemeleri .....	108
3.2.6. Fetiye formasyonu .....	109
3.2.6.a. optik mikroskop incelemeleri .....	109
3.2.6.b. tünkayaç çözümlenmeleri .....	110
3.2.6.c. kil fraksiyonu çözümlenmeleri .....	111
4. JEOKİMYA .....	113
4.1. Çözümleme Yöntemleri .....	113
4.2. Simektitlerin Kimyası .....	116
4.2.1. Simektitlerin kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri .....	116
4.2.1.a. Karaören formasyonu .....	116
4.2.1.b. Sarıkaya formasyonu .....	122
4.2.2. Simektitlerde ana ve iz elementlerin dağılımı .....	130

## İÇİNDEKİLER DİZİNİ (devam ediyor)

	<u>Sayfa</u>
4.2.2.a. Karaören formasyonu .....	130
4.2.2.b. Sarıkaya formasyonu .....	131
4.3. Zeolitlerin Kimyası .....	133
4.3.1. Klinoptilolit/nöylenditlerin kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri .....	133
4.3.2. Filipstitlerin kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri .....	139
4.4. Piroklastların Kimyası .....	143
4.4.1. Tümkayacın kimyasal bileşimi .....	143
4.4.2. Klinoptilolit/nöylendit fasiyesinde volkanik camın kimyasal bileşimi .....	146
4.4.3. Filipstit fasiyesinde volkanik camın kimyasal bileşimi .....	148
4.5. Karbonatların Kimyası .....	149
4.6. Volkanik ve Piroklastik Kayaçların Kimyası ..	153
4.6.1. Volkanik-piroklastik kayaçların adlandırılması/sınıflandırılması .....	157
4.6.2. Volkanik-piroklastik kayaçların soy özellikleri .....	157
4.6.3. Volkanizma-borata ilişkisi .....	162
5. NEOFORMASYON MİNERALLERİNİN OLUŞUMU İLE DİKEY, YANAL VE ALANSAL DAĞILIMLARI .....	165
5.1. Zeolitler .....	165
5.2. Simektitler .....	169
5.3. Karbonatlar .....	171
5.4. Boratlar .....	175
6. JEOLJİK EVRİM VE PALEOCOĞRAFYA .....	186
7. GENEL SONUÇLAR .....	189
DEĞİNİLEN BEGELER .....	193
EK	
1. Kırka (Eskişehir) Neojen Volkanosedimanter Gölse Basininin Jeoloji Haritası	

## SEKİLLER DİZİNİ

<u>Sekil</u>	<u>Sayfa</u>
1.1. İnceleme alanının bulduru ve bölgesel jeoloji haritası (1 : 500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası Ankara paftasından basitleştirilerek hazırlanmıştır) .....	3
2.1. Neojen yaşlı Kırka gölssel volkanosedimanter baseninin genelleştirilmiş stratigrafi dikme kesiti .....	8
2.2. Kırka gölssel Neojen baseninde belirlenen litostratigrafi birimlerinin diğer araştırmacıları ile karşılaştırılması a) Bu çalışma, b) Gök vd. (1980), c) Sunder (1980) .....	9
2.3. Karaören formasyonu a) karasal fasiyesinin Değirmenbayırı'ndaki, b) gölssel fasiyesinin Yanılıgan deredeki tip kesitleri, c) gölssel fasiyesin A/68 sondajındaki referans kesiti .....	16
2.4. Karasal tüflerdeki gözenekli ve lifsi yapıdaki pomzalar (Değirmenbayırı) .....	18
2.5. Karaören formasyonunun a) Akkepez tepe, b) Saraycık dere, c) Akin dere, d) Değirmenocağı deredeki dikme kesitleri .....	19
2.6. Karaören formasyonunun a) Balıkboğazı dere, b) Deretarla dere, c) Güvercin tepe, d) Fındıklı deredeki dikme kesitleri .....	20
2.7. Gölssel tüflerde gelişen çoklu dikey tane boylanması (Akin dere batısı) .....	22
2.8. Gölssel tüflerle arakatkılı pizolitik kireçtaşları (Erikli güneyi yol yarması) .....	22
2.9. Gölssel tüflerde gözlenen kaolinit yumruları (Dökme tepe batısı) .....	23
2.10. Sarıkaya formasyonunun a) Kayaboğazı'ndaki tip kesiti, b) Zahran dere, c) açık ocaktaki referans kesitleri .....	27
2.11. Sarıkaya formasyonunun a) 84/1, b) A/283, c) 84/2, d) 85/2 sondajlarındaki dikme kesitleri .....	28

## ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
2.12. Sarıkaya formasyonunun a) 85/3, b)84/3, c) 85/1, d) D/20 sondajlarındaki dikme kesitleri .....	29
2.13. Lifsi/iğnemsli kalsitlerden oluşan kireçtaşları (Balıkboğazı dere) .....	31
2.14. Laminasyonlu kilitaşı/marn-dolomitlerde kayma yapıları ve sinsedimanter faylanmalar (Açık ocak) .....	32
2.15. Laminalı dolomitli kilitaşı/marn bantlı boraks (Açık ocak) .....	33
2.16. Bantlı boraks tabakalarını kesen camslı boraks (Açık ocak, basamak yüksekliği 10 metredir) .....	34
2.17. Dolomitli kilitaşı/marnlar içerisindeki breşimsli boraks (Açık ocak) .....	34
2.18. Tabakalı ve yumru üleksit (Açık ocak) .....	36
2.19. Prizmatik kurnakovit mineralleri (Açık ocak) .....	36
2.20. Fetiye formasyonunun tip kesitleri a) Bey tepe (güneydoğu kesimi), b) Sivri tepe (batı kesimi) .....	42
2.21. Resedimante tüflerde dikey tane boylanması ve çapraz tabakalanmalar (Bey tepe) .....	43
2.22. Sarıkaya formasyonu sinsedimanter faylarının gül diyagramları a) doğrultu yönü, b) eğim yönü .....	46
2.23. Karaören formasyonu çatlak sistemlerinin gül diyagramları a) doğrultu yönü, b) eğim yönü .....	46
3.1. Andezitlerin genel görünümü ve hamurunda gözlenen devitrifikasyon (Çift nikol) .....	57
3.2. Camslı kül tüflerinde volkanik camda gelişen silis neoformasyonu (Çift nikol) .....	60
3.3. Karbonatlı tüflerde sparitik karbonat çimentosu ve ilksel dokularını korumuş pomzalar (Çift nikol) .....	61

## ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
3.4. Karaören formasyonunun a) karasal fasiyesi nin Değirmenbayırı, b) gölsel fasiyesinin Yarılıgan dere kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları .....	66
3.5. Karaören formasyonunun a) Güvercin tepe, b) Akin dere kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları .....	67
3.6. Karaören formasyonunun a) Balıkboğazı dere, b) Deretarla dere kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları .....	68
3.7. Karaören formasyonunun a) Saraycık dere, b) Akkepez tepe kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları .....	69
3.8. Karaören formasyonunun a) Fındıklı dere, b) Değirmenocağı dere kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları .....	70
3.9. Karaören formasyonunun A/68 sondajında belirlenen minerallerin dikey dağılımları .....	71
3.10. Tüflerin bağlayıcı malzemesinde gelişen simektitler .....	76
3.11. Tüflerdeki taneseli simektit ve küresel opal-A/CT arasındaki dokusal ilişkiler .....	76
3.12. Prizmatik höylanditler ile opal-CT arasındaki dokusal ilişkiler .....	77
3.13. Tüflerin gözeneklerinde büyümüş levha biçimli klinoptilolitler .....	77
3.14. Klinoptilolit, höylandit ve opal-CT arasındaki dokusal ilişkiler .....	78
3.15. Yumak biçimli opal-CT sferülitleri ve klinoptilolit levhaları .....	78
3.16. Tüflerdeki lifsi/iğnemsî filipsit demetleri.	79
3.17. Tüflerdeki levha prizması biçimindeki filipsit rozetleri .....	79
3.18. Özşekilli K-feldispat vesferülitik opal-CT..	81

## ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
3.19. Opal-OT ve K-feldispat arasındaki dokusal ilişkiler .....	81
3.20. Volkanik cam üzerinde gelişmiş K-feldispat kristalleri .....	82
3.21. K-feldispat ve simektit arasındaki dokusal ilişkiler (Şekil 3.21'in ayrıntılı görünümü).	82
3.22. Koordinasyon çizgilerine ve üçlü nokta dokusuna sahip kuvars ile kaolinit arasındaki ilişkiler .....	84
3.23. Gevşek paket dokulu, psöydo-hekzagonal kaolinit levhaları .....	84
3.24. Tüflerin gözeneklerindeki özşekilli kalsit kristalleri .....	85
3.25. Karbonat kayalarındaki yarı özşekilli dolomit toplulukları .....	85
3.26. İnce, düzensiz şekilli simektit ve levhamsı illit .....	87
3.27. Simektit, psöydo-hekzagonal kaolinit ve levhamsı illit .....	87
3.28. Tüflerin gözeneklerinde gelişmiş otijenik kolemanitler (Çift nikol) .....	91
3.29. Prizmatik kolemanit ile lifsi hidroborasit arasındaki dokusal ilişkiler (Çift nikol)..	91
3.30. Lifsi-ince prizmatik üleksit ve levhamsı tünelit arasındaki dokusal ilişkiler (Çift nikol) .....	92
3.31. Sarıkaya formasyonunun a) Zahran dere, b) Kayabogazi dere, c) açık ocak kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları..	96
3.32. Sarıkaya formasyonunun a) A/283, b) 85/2 sondajlarında belirlenen minerallerin dikey dağılımları .....	97
3.33. Sarıkaya formasyonunun a) 84/1, b) 84/2 sondajlarında belirlenen minerallerin dikey dağılımları .....	98



## ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
3.34. Sarıkaya formasyonunun a) D/20, b) 85/3 sondajlarında belirlenen minerallerin dikey dağılımları .....	99
3.35. Sarıkaya formasyonunun a) 84/3, b) 85/1 sondajlarında belirlenen minerallerin dikey dağılımları .....	100
3.36. Romboedrik, iyi gelişmiş yüzeylere sahip kalsit toplulukları .....	103
3.37. Özşekilli, çokyüzeyle, romboedrik dolomit kristalleri .....	104
3.38. Özşekilli, kırılma yüzeyli kuvars mineralleri .....	105
3.39. Levhamsı simektitlerin oluşturduğu yönlü doku ve özşekilli K-feldispatlar .....	105
3.40. Tüflerdeki pomzalarda gelişmiş simektit ve K-feldispat .....	106
3.41. Özşekilli K-feldispat ve çevresindeki ince levhamsı simektitler (Şekil 3.40'in ayrıntılı görünümü) .....	106
3.42. İnce, bükülmüş ve bir yönde uzamış simektitler ile sol tarafta levhamsı illit .....	107
3.43. Simektitin elektron mikrodifraksiyonu .....	108
3.44. Fetiye formasyonunun a) A/68 sondajında (güneydoğu kesimi), b) Sivri tepe (batı kesimi) kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları .....	112
4.1. Jeokimyasal çözümlene yöntemlerinin iş akış şeması .....	114
4.2. Çözümlenmesi yapılan elementlerin, uygulanan yöntemlere göre periyodik tablodaki dağılımları .....	115
4.3. Diktaedrik simektitlerin kimyasal bileşimlerinin MgO-Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub> ) üçgen diyagramındaki dağılımları .....	121

## ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
4.4. Dioktaedrik simektitlerin oktahedral yapraklarının Mg-Al-Fe <sup>+</sup> üçgen diyagramındaki bileşimleri. Kesik çizgi ile sınırlanmış alan montmorillonit alanı Weaver and Pollard'a (1973) göre çizilmiştir .....	121
4.5. Trioktaedrik simektitlerin a) MgO-Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub> ), b) MgO-Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -Li <sub>2</sub> O üçgen diyagramlarındaki dağılımları .....	127
4.6. Trioktaedrik simektitlerin oktahedral yapraklarının Mg-Al-Fe <sup>+</sup> üçgen diyagramındaki bileşimleri. Çizgi ile sınırlanmış trioktaedrik simektit alanı Weaver and Pollard'a (1973) göre çizilmiştir .....	128
4.7. Trioktaedrik simektitlerin, Mg-Al-Li üçgen diyagramında oktahedral yapraklarının bileşimleri .....	128
4.8. Trioktaedrik simektitlerin kimyasal bileşimlerinde bazı oksitlerin ve yapısal formüllerindeki bazı katyonların dağılımlarını gösterir histogramlar .....	129
4.9. Bazı ana ve iz elementlerin, oksit ve katyon oranları ile Li ve Sr'un a) 85/2, b) D/20 sondajlarındaki dikey dağılımları .....	132
4.10. Höyländit grubu zeolit minerallerinin kimyasal bileşimlerinde değişimler. Klinoptilolit-höyländiti ayıran çizgi Sheppard'a (1971) göre çizilmiştir .....	135
4.11. Höyländit grubu minerallerin kimyasal bileşimlerine göre dağılımları. Kesik çizgiler Alietti (1972) ile Alietti et al.'un (1977) verilerine göre çizilmiştir.....	137
4.12. Höyländit grubu minerallerinde değişebilir katyonların dağılımları. Kesik çizgiler Alietti et al.'un (1977) verilerine göre çizilmiştir .....	137
4.13. Höyländit grubu minerallerin a) Si/Al-(Si/Al)+K, b) Si/Al-K, c) Si/Al-(Si/Al)+Ca, d) Si/Al-Ca, e) K-Ca arasındaki ilişkiler...	138

## ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
4.14. Filipstitlerin kimyasal bileşimlerindeki değişimler .....	141
4.15. Filipstitlerde değişebilir katyonların dağılımları. Derin deniz filipstitlerinin alanı, Boles (1977) tarafından çizilmiştir.....	141
4.16. Filipstitlerde a) Si/Al-(Si/Al)+K, b) Si/Al-K, c) Si/Al-(Si/Al)+Ca, d) Si/Al-(Si/Al)+Na, e) Si/Al-Na, f) Na-K arasındaki ilişkiler...	142
4.17. Tüflerin simektite dönüşümünde ortaya çıkan kimyasal bilanço a) Karaören formasyonu, b) Sarıkaya formasyonu .....	145
4.18. Volkanik camın klinoptilolite dönüşümünde ortaya çıkan kimyasal bilanço .....	147
4.19. Volkanik camın filipsite dönüşümünde ortaya çıkan kimyasal bilanço .....	149
4.20. Sarıkaya formasyonu karbonat minerallerinde bazı iz elementlerin a) 84/L, b) D/20 sondajlarındaki dikey dağılımları .....	152
4.21. Volkanik ve piroklastik kayaların a) An-Ab'-Or, b) NRI-NPB (Irvine and Baragar, 1971), c) toplam alkali-silis (Le Bas et al., 1986), d) Zr/TiO <sub>2</sub> -Nb/Y, e) SiO <sub>2</sub> -Nb/Y, f) SiO <sub>2</sub> -Zr/TiO <sub>2</sub> (Winchester and Floyd, 1977) içeriklerine göre sınıflandırılması .....	158
4.22. Volkanik ve piroklastik kayaların a) toplam alkali-silis, b) Ol'-Ne'-Q', c) AFM (Irvine and Baragar, 1971), d) log T-log δ (Gottini, 1968) diyagramlarına göre soy özelliklerinin belirlenmesi .....	159
4.23. Kırka yöresi volkanik ve piroklastik kayalarının kondritlere göre normalize edilmiş iz ve nadir toprak element içerikleri .....	163
5.1. Karaören formasyonu gölsel tüflerinde gelişen neoformasyon minerallerinin alansal dağılımı .....	167
5.2. Sarıkaya formasyonunda borat fasiyeslerinin alansal dağılımı .....	177

## ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
5.3.	Sarıkaya formasyonunda karbonat, simektit ve borat minerallerinin yanıl ve dikey değişimlerini gösterir şematik kesit ..... 178



## ÇİZELGELER DİZİNİ

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa</u>
2.1. Alınan kayaç ve mineral örneklerinin litostratigrafik birimlere göre dağılımı...	7
2.2. Kırka yöresi volkanik ve piroklastik kayaçlara ait K/Ar radyometrik yaş sonuçları .....	14
3.1. Kayaç ve mineral örnekleri üzerinde uygulanan laboratuvar yöntemlerinin formasyonlara göre dağılımı .....	50
3.2. Sarıkaya formasyonu killi-karbonatlı kayaçlarda, karbonat minerallerinin XRD-TK ve kimyasal çözünme ile bulunan yüzdelerinin karşılaştırılması .....	52
3.3. Karaören formasyonu örneklerinin XRD-TK çözünme sonuçları .....	63
3.4. Karaören formasyonunda belirlenen bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%) .....	65
3.5. Karaören formasyonu kayaç örneklerinin XRD-KF çözünme sonuçları .....	73
3.6. Sarıkaya formasyonu örneklerinin XRD-TK çözünme sonuçları .....	93
3.7. Sarıkaya formasyonunda belirlenen bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%) .....	95
3.8. Sarıkaya formasyonu kayaç örneklerinin XRD-KF çözünme sonuçları .....	101
3.9. Fetiye formasyonu kayaç örneklerinin XRD-TK çözünme sonuçları .....	110
3.10. Fetiye formasyonundaki bazı minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%) .....	110
3.11. Fetiye formasyonu kayaç örneklerinin XRD-KF çözünme sonuçları .....	111
4.1. Karaören formasyonu dioktaedrik simektitlerinin ana element çözünme sonuçları .....	117
4.2. Karaören formasyonu dioktaedrik simektitlerinin iz element çözünme sonuçları (ppm).	118

## ÇİZELGELER DİZİNİ (devam ediyor)

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa</u>
4.3. Karaören formasyonu dioktaedrik simektitlerinin yapısal formülleri .....	119
4.4. Sarıkaya formasyonu trioktaedrik simektitlerinin ana element çözümüleme sonuçları.	123
4.5. Sarıkaya formasyonu trioktaedrik simektitlerinin iz element çözümüleme sonuçları (ppm) .....	124
4.6. Sarıkaya formasyonu trioktaedrik simektitlerinin yapısal formülleri .....	125
4.7. Klinoptilolit/höylanditlerin kimyasal bileşimleri, yapısal formülleri ve bazı katyon oranları .....	134
4.8. Höylandit grubu zeolit minerallerinin kimyasal bileşimlerine göre adlandırılmaları..	135
4.9. Filipisitlerin kimyasal bileşimleri, yapısal formülleri ve bazı katyon oranları ....	140
4.10. Karaören ve Sarıkaya formasyonlarına ait tuf ve simektitlerin ortalama kimyasal bileşimlerinin karşılaştırılması (%) .....	144
4.11. Klinoptilolit/höylandit fasiyesindeki volkanik camın kimyasal bileşimleri ve klinoptilolit/höylandit ile volkanik camın ortalama kimyasal bileşimlerinin karşılaştırılması (%) .....	147
4.12. Filipisit fasiyesindeki volkanik camın kimyasal bileşimleri ve filipsit ile volkanik camın ortalama kimyasal bileşimlerinin karşılaştırılması (%) .....	148
4.13. Karaören ve Sarıkaya formasyonları karbonat minerallerinin ana ve iz element çözümüleme sonuçları ile yapısal bileşimleri .....	150
4.14. Karca yöresi volkanik ve piroklastik kayaların ana element çözümüleme sonuçları ...	154
4.15. Karca yöresi volkanik ve piroklastik kayaların iz element çözümüleme sonuçları (ppm) .....	155

## ÇİZELGELER DİZİNİ (devam ediyor)

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa</u>
4.16. Kırka yöresi volkanik ve piroklastik kayaçlarının CIPW normları .....	156
4.17. Kırka yöresi volkanik ve piroklastik kayaçlarının ortalama ana ve iz element içeriklerinin yeryüzündeki bazı kayaçlar ile karşılaştırılması .....	161

## SİMGELEER VE KISALTMALAR DİZİNİ

Bu çalışmada kullanılmış ve tez metni içerisinde ilk geçtiği yerde açıklanmış bazı simge ve kısaltmalar aşağıda topluca sunulmuştur.

<u>Simgeler</u>	<u>Açıklamalar</u>
Ka	Kalsit
Do	Dolomit
St	Stronsiyonit
Ar	Aragonit
Ma	Manyezit
B	Boraks
Ü	Üleksit
K	Kolemanit
T	Tünelit
Kr	Kurnakovit
In	İnyoit
İd	İnderit
Hb	Hidroborasit
Km	Kil mineralleri
S	Simektit
I	İllit
C	Klorit
Kac	Kaolinit
Kl	Klinoptilolit
Fl	Filipsit
Bi	Biyotit
F	Feldispat
Ku	Kuvars
O-A	Opal-Amorf
O-CT	Opal-Kristobalit/Tridimit
Hd	Hornblend

Kısaltmalar

XRD	X-ışınları Difraksiyonu
TK	Tüm Kayaç
KF	Kil Fraksiyonu
OM	Optik Mikroskop
SEM	Taramalı Elektron Mikroskop
TEM	Geçirimli Elektron Mikroskop
EDS	Enerji Dispersiyon Spektrometresi
T.Y.	Tetraedrik Yük
O.Y.	Oktaedrik Yük
T.O.K.	Toplam Oktaedrik Katyon miktarı
Y.A.Y.	Yapraklar Arası Yük
T.Y.Y.	Toplam Yaprak Yükü
Ç.Y.	Çözümlemesi Yapılmadı



## SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

Bu çalışmada kullanılmış ve tez metni içerisinde ilk geçtiği yerde açıklanmış bazı simge ve kısaltmalar aşağıda topluca sunulmuştur.

<u>Simgeler</u>	<u>Açıklamalar</u>
Ka	Kalsit
Do	Dolomit
St	Stronsiyonit
Ar	Aragonit
Ma	Manyezit
B	Boraks
Ü	Üleksit
K	Kolemanit
T	Tünelit
Kr	Kurnakovit
In	İnyoit
Id	İnderit
Hb	Hidroborasit
Km	Kil mineralleri
S	Simektit
I	İllit
C	Klorit
Kao	Kaolinit
Kl	Klinoptilolit
Fi	Filipsit
Bi	Biyotit
F	Feldispat
Ku	Kuvars
O-A	Opal-Amorf
O-CT	Opal-Kristobalit/Tridimit
Hd	Hornblend

Kısaltmalar

XRD	X-ışınları Difraksiyonu
TK	Tüm Kayaç
KF	Kil Fraksiyonu
OM	Optik Mikroskop
SEM	Taramalı Elektron Mikroskop
TEM	Geçirimsiz Elektron Mikroskop
EDS	Enerji Dispersiyon Spektrometresi
T.Y.	Tetraedrik Yük
O.Y.	Oktaedrik Yük
T.O.K.	Toplam Oktaedrik Katyon miktarı
Y.A.Y.	Yapraklar Arası Yük
T.Y.Y.	Toplam Yaprak Yükü
Ç.Y.	Çözümlemesi Yapılmadı

## 1. GİRİŞ

### 1.1. Amaç ve Kapsam

Kuzeybatı Anadolu'da geniş alanlarda yayılım gösteren Neojen yaşlı gölsel volkanosedimanter basenlerin borat, kil, zeolit ve kömür gibi çeşitli endüstriyel hammadde kaynakları bakımından zengin olduğu son yıllarda yapılan ayrıntılı çalışmalardan (Baysal, 1972a; Gündoğdu, 1982; Yalçın, 1984; Temel, 1987) anlaşılmaktadır. Türkiye'de borat içeren dört Neojen baseninden (Kırka, Bigadiç, Emet, Kestelek), Bigadiç (Gündoğdu, 1982; Temel, 1987) ve Emet (Yalçın, 1984; Semelin, 1985) basenleri jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal açıdan incelenmiştir. Kırka'da ise tüm volkanosedimanter istifini kapsayan bir çalışmanın yapılmadığı görülmüştür. Ülkemiz Neojeni'nin son yıllarda artan önemi gözönüne alınarak dünyanın en büyük Na-borat yatağı olan Kırka baseninin bütün yönleriyle incelenmesinin ve bilinen borat yatağı dışındaki olası kaynaklarının da açığa çıkarılmasının bilimsel olduğu kadar ekonomik açıdan da önemli görülmüş ve tez konusu olarak seçilmiştir.

Bu çalışmanın amacı, genel anlamda yöredeki volkanosedimanter birimlerin stratigrafisini, mineraloji-petrografisini ve jeokimyasını incelemektir. Diğer bir ifadeyle, birimlerin yanıl ve düşey yöndeki mineralojik ve jeokimyasal değişimlerini ve/veya benzerliklerini ve alansal dağılımlarını belirlemek; borat, kil, zeolit ve karbonat minerallerinin oluşumlarına, diyajenetik evrimlerine açıklık getirmek; bu mineraller ile çevredeki volkanik kayaların ana ve iz element içeriklerini araştırmak; sonuçta tüm sedimanter basenin jeolojik evrim ve paleocoğrafik gelişimini ortaya koymak amaçlanmıştır.

Yukarıda belirlenen amaç doğrultusunda inceleme alanının 535 km<sup>2</sup>'lik 1:25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış ve formasyon mertebesinde beş litostratigrafi birimi ayrılmıştır. Bu birimlerden noktasal ve ölçülü stratigrafik kesit örnekleri ile Etibank'a ait sondaj karotları ve açık

ocaktan toplam 765 kayaç ve mineral örneği alınmıştır. Daha sonra değişik örnekler üzerinde optik ve elektron mikroskop, X-ışınları ve jeokimyasal incelemeler gerçekleştirilmiştir.

### 1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması

Kırka volkanosedimanter baseni, Seyitgazi ilçesinin güneybatısında Eskişehir J24 b1-b2-b3-b4, j24 c1-c2, J25 a1-a4 ve d1 topoğrafik paftalarını (535 km<sup>2</sup>) kapsamakta ve Eskişehir ili sınırları içerisinde yer almaktadır. Yaklaşık kuzey-güney uzanımlı bu Neojen basenini daha yaşlı kayaç grupları çevrelemektedir (Şekil 1.1).

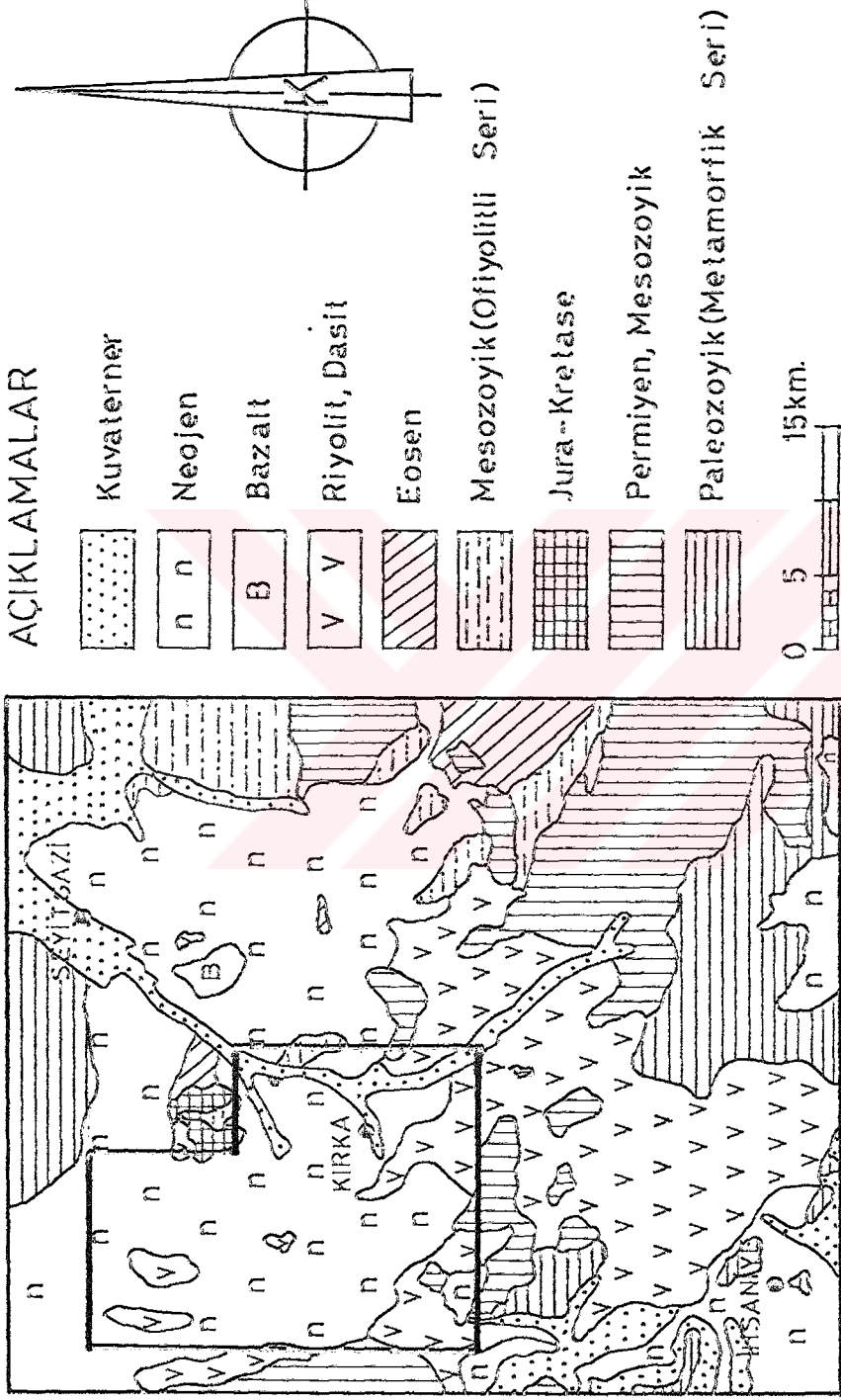
Eskişehir'in 60 km güneyindeki Kırka kasabası, borat madeninin bulunması ve işletmeye geçmesinden sonra gelişen en önemli yerleşim birimidir. Çalışma alanında birbirinden 1-10 km uzaklıkta olan 20 yerleşim birimi bulunmakta ve bunlar arasındaki ulaşım motorlu taşıtlarla sağlanmaktadır.

Bir ova şeklinde olan Kırka havzası, dört tarafından yüksek tepelerle çevrilmiştir. Güneyden kuzeye doğru dereceli olarak yükselerek engebeli bir topoğrafya kazanır. Yükseltiler 1000 -1800 m. arasında değişmekte olup en düşük seviyeyi Kırka ovası (1000 m), en yüksek kesimi ise Türkmen dağı (1826 m) oluşturmaktadır.

Seyitgazi-Kırka bölgesi, karasal-ılıman iklim kuşağı üzerinde yer almakta ve ormanla kaplı bulunmaktadır. Bölgenin en önemli akarsuyu Akin dereidir. Yöre halkı geçimini borat madeninde işçilik, kısmen de çiftçilik ve hayvancılık yaparak sağlamaktadır.

### 1.3. Önceki Çalışmalar

1960'lı yıllarda Türk Boraks A.Ş. tarafından işletmeye açılan ve daha sonraki çalışmalarla dünyanın bilinen en büyük Na-borat yatağı (500 000 ton görünür rezerv) olduğu belirlenen Kırka madeninin önemi, 1968-1971 yılları ara-



Şekil 1.1.1 : İnceleme alanının bulduru ve bölgesel jeoloji haritası. (1:500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası Ankara paftasından basitleştirilerek hazırlanmıştır).

sında M.T.A. Enstitüsü elemanlarınca ortaya konulmuş, 1971 yılında da Etibank'a devredilmiştir. Bu tarihten sonra yatak, birçok araştırmacıya inceleme konusu oluşturmuştur. Borat yatağının bulunduğu kesimin 1:5 000 ölçekli ilk jeoloji haritasını yapan Arda (1969), bir sondaj programı hazırlayarak yatağın uzanımını belirlemeye çalışmıştır. Ayrıca, çevredeki kayalar içindeki serbest bor tuzlarının yağmur suları ile mevcut göle taşınarak buharlaşmanın da etkisiyle sedimanter borat yataklarını oluşturduğunu ileri sürmüştür.

İnan et al. (1967) borat yatağının mineralojisini, kimyasını ve kökenini incelemişler ve çeşitli borat-su bileşimlerinde yaptıkları deneysel laboratuvar çalışmaları sonucunda,  $\text{CaO-Na}_2\text{O-B}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$  sisteminde yarı-kantitatif bir faz diyagramı geliştirmişlerdir.

Sarıkaya (Kırka) borat yataklarını mineralojik ve köken-sel açıdan inceleyen Baysal (1972a, 1973a), boraks, üleksit, kurnakovit, inderit ve inyoitin değişik fizikokimyasal koşullar sonucu göl sularında birincil olarak çökele-rek ekshalatif sedimanter yatakları oluşturduğunu ortaya koymuştur. Araştırmacıya göre, yatakların genç sedimanlarla örtülüp gömülmesinden sonra sıcaklık ve basınç koşulları, keza gözenek suyunun bileşimi ve hidrostatik basıncı değişmiştir. Bu yeni fizikokimyasal koşullar altında kararlı durumlarını koruyamayan birincil boratlardan itibaren üleksit, kolemanit, meyerhofferit, inderborit ve tünelit ikincil olarak oluşmuştur.

Türkiye borat yataklarının kil mineralojisini inceleyen araştırmacılarından Ataman and Baysal (1978) borat, karbonat ve fillosilikat minerallerinin önemli bir kısmının pH'in 9 civarında bulunduğu nispeten ılık gösnel ortamlarda otijenik olarak oluştuğunu, Kırka borat yatağında Mg-montmorillonitin egemen, 14M-14C interstratifiyesi ve vermikülitin tâli, illit ve kloritin ise ender bulunan kil mineralleri olduğunu belirtmişlerdir.

Kırka borat yatağının jeokimyasını ve oluşumunu araştıran Sunder (1980), boratların sialik kabuğun kısmi ergimesiyle gelişen kalkalkali asitik magmadan kaynaklanarak doğrudan Pliyosen göllerine karışan bor ve magnezyumca zengin ekzalyasyonların ürünleri olduğunu, bu oluşuma yüzey ve yeraltı sularının ancak % 2 oranında katkısı olabileceğini ifade etmektedir.

Bölgedeki son çalışmayı gerçekleştiren Gök vd. (1980), inceleme alanını da kapsayan 600 km<sup>2</sup>'lik bir kesimin jeolojisi haritasını yapmışlar, formasyon ve üye mertebesinde 24 litostratigrafi birimi ayrıtarak Karaören volkaniti olarak adlandırdıkları basenin güneyindeki tüflerin borat yataklarından daha genç olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Sonuç olarak, yapılan çalışmaların çoğunluğunu boratların mineralojisi oluşturmakta ve yatağın bulunduğu dar bir alanı kapsamaktadır. Tüm volkanosedimanter baseni içeren, borat dışındaki minerallerin de oluşumuna, diyajenetik, mineralojik ve jeokimyasal evrimlerine açıklık getiren bu araştırmanın önceki araştırmacılarca yapılan çalışmalardan farklılıklar gösterdiği belirtilebilir.

## 2. STRATİGRAFI VE TEKTONİK

Bu bölüm, 1985-1987 yılları arasında gerçekleştirilen saha çalışmalarını ile bunlardan elde edilen sonuçları içermektedir. Öncelikle bölgenin 1:25 000 ölçekli 535 km<sup>2</sup>'lik bir alanın jeoloji haritası yapılmış, tektonik özellikleri belirlenmiş (Ek 1) ve genelleştirilmiş istif oluşturulmuştur. Bu amaçla her formasyondan en az bir adet ölçülü kesit çıkarılmıştır. Yüzeyde çıkma vermeyen boratlı seviyelerin (Sarıkaya formasyonu) litolojik özelliklerini iyi belirleyebilmek için Etibank'a ait 1971-1987 tarihleri arasında açılan 81 adet sondajın büyük bir kesiminin karotları incelenmiş, bunlardan 9 tanesi örneklenmiş, ayrıca açık ocaktan da yararlanılmıştır. Birimlerin yanıl ve düşey yöndeki mineralojik-petrografik, jeokimyasal değişimlerini belirleyebilmek amacıyla bölgenin büyüklüğü de gözönüne alınarak sık aralıklarla örnek alınmaya çalışılmıştır (Ek 1). Birimlerden alınan toplam 765 örneğin 284'ü noktasal, 197'si ölçülü kesit, 235'i de sondaj karotu örnekleridir. 49 örnek ise açık ocaktan alınmıştır. Bu örneklerin ayırtedilen litostratigrafik birimlere göre dağılımını Çizelge 2.1'de verilmiştir.

### 2.1. Litostratigrafi Birimleri

Volkanosedimanter gölsel basenin tabanını değişik yaş ve litolojideki temel kayalar (Miyosen Öncesi) ile Alt Miyosen yaşlı volkanitler oluşturmaktadır. İstif, Alt-Üst Miyosen yaşlı tüfler, killi-karbonatlı kayalar, volkanitler, Pliyosen yaşlı resedimente tuf/tüfitler ile devam etmekte ve pekişmemiş sedimanlardan oluşan Kuaterner oluşukları ile son bulmaktadır.

Yukarıda kabaca verilen bu istif, Türkiye Stratigrafi Komitesi'nin saptanan kurallara (M.T.A., 1986) çalışmanın amacı dikkate alınarak olanaklar ölçüsünde bağılı kalınmaya çalışılarak formasyon mertebesinde beş litostratigrafik birime ayrılmıştır. Bunlar alttan üste doğru Temel kayalar

Çizelge 2.1 : Alınan kayaç ve mineral örneklerinin litostratigrafik birimlere göre dağılımı.

	<u>Noktasal</u>	<u>Kesit</u>	<u>Sondaj</u>	<u>Ocak</u>
Kuvaterner oluşukları	-	-	-	-
Fetiye formasyonu	11	9	4	-
Türkmendağı bazaltı	6	-	-	-
Sarıkaya formasyonu	51	59	217	49
Karaören formasyonu	178	129	14	-
İdrisyayla volkanitleri	28	-	-	-
Temel kayaçları	10	-	-	-

ları, İdrisyayla volkanitleri, Karaören ve Sarıkaya formasyonları, Türkmendağı bazaltı, Fetiye formasyonu, Kuvaterner oluşuklarıdır (Şekil 2.1).

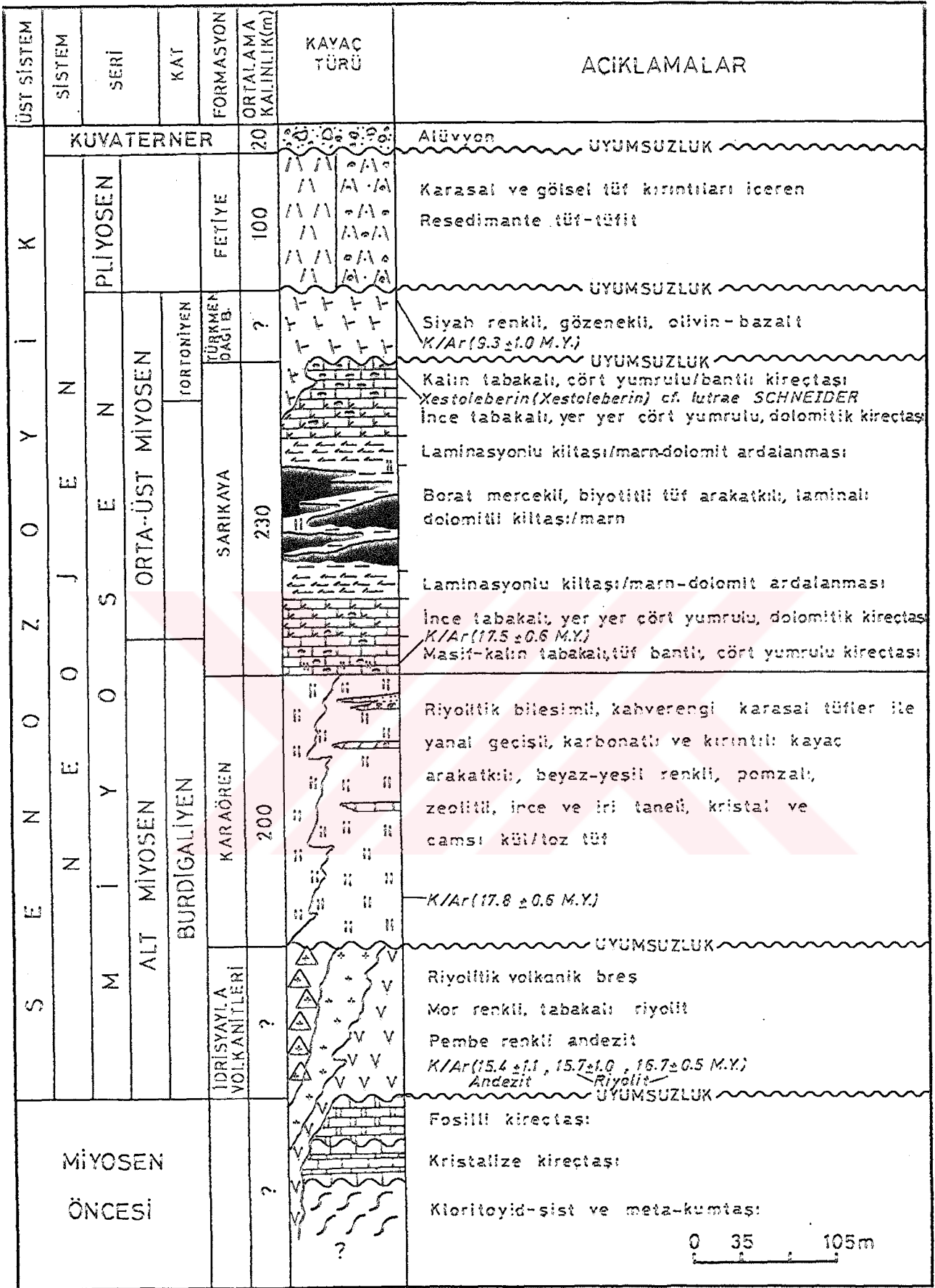
Bölgede çalışan araştırmacıların (Sunder, 1980; Gök vd., 1980) belirledikleri istif ile bu çalışmada ortaya konulan litostratigrafik dizilim arasında önemli farklılıkların olduğu görülmüştür. Örneğin, Sunder (1980) volkanitleri tüfler içerisine sokulum yapmış siller biçiminde değerlendirirken, Gök vd. (1980) ayrı stratigrafik konumlarda yer alan iki volkanit ve üç tuf biriminin varlığından söz etmektedirler (Şekil 2.2). Bu durumun, volkanik-volkanosedimanter kayaçlar arasındaki stratigrafik ilişkiler ile gölsel-karasal fasiyesteki birimlerin yanal ve dikey değişimlerinin iyi anlaşılammış olmasından, ayrıca analitik verilerin eksikliğinden kaynaklandığı sanılmaktadır.

#### 2.1.1. Temel kayaçları (Ptm, Mkk, EfK)

Temel kayaçları, Temel metamorfiti, Temel kristalize kireçtaşı ve Temel fosilli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Gölsel sedimanter istifin tabanında yer alan bu kayaçlar topoğrafik açıdan önemli yükseltiler oluşturarak baseni çevrelemekte ve paleogölün yayılımını sınırlandırmaktadır.

Aynı litoloji birimleri olarak haritalanan bu birime ait Temel metamorfiti, Akin köyü kuzeyi, Yarbasan ve Tepeköy'





Sekil 2.1 : Neojen yaşlı Kırca gösel volkanosedimanter baseninin genelleştirilmiş stratigrafi dikme kesiti.

SERİ	KAT	FORMASYON	KAYAÇ TÜRÜ
MİYOSEN	KAT	KUVATERNER	Alüvyon
			Resedimante tüfit
PLİYOSEN	KAT	KUVATERNER	Olivintefrit
			Sileksli kireçtaşı
MİYOSEN	KAT	BURDIGALİYEN - VINDOBONYEN ?	Marn, kil
			Kil-boralar
MİYOSEN	KAT	BURDIGALİYEN - VINDOBONYEN ?	Kil, tüfit, borat
			Marn, kireçtaşı
MİYOSEN	KAT	BURDIGALİYEN - VINDOBONYEN ?	Riyolitik tüfit
			Konglomera, kumtaşı
MİYOSEN	KAT	BURDIGALİYEN - VINDOBONYEN ?	Kireçtaşı
			Riyolitik tüfit
MİYOSEN	KAT	BURDIGALİYEN - VINDOBONYEN ?	Kireçtaşı
			Olivintefrit
MİYOSEN	KAT	BURDIGALİYEN - VINDOBONYEN ?	Riyolitik tüf
			Kireçtaşı
MİYOSEN	KAT	BURDIGALİYEN - VINDOBONYEN ?	Kuvarslı latit
			Konglomera
MİYOSEN	KAT	BURDIGALİYEN - VINDOBONYEN ?	Fosilli kireçtaşı
			Kumtaşı
MİYOSEN	KAT	BURDIGALİYEN - VINDOBONYEN ?	Konglomera
			Oliyolitik Topluluğu

(c)

SERİ	KAT	FORMASYON	KAYAÇ TÜRÜ
MİYOSEN	KAT	KUVATERNER	Alüvyon
			Bazalt
PLİYOSEN	KAT	KIRKA / KOCA - ALAN	Kireçtaşı-opal
			Tüfit-kil-kireçtaşı-opal-tüflü konglomera
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	Traverten
			Tüf
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	Kireçtaşı
			Opalli kireçtaşı
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	Killemiş tüfit
			Opal-kil-riyoliti
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	Kireçtaşı
			Boratlı kil kireçtaşı
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	traverten
			Lütfiye/İncebel tepe
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	tüfiti
			Kuvarslı trakiandezit
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	Traverten opal katlı
			Hiyaloriyodasit
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	Volkanik breş
			Tüf kaba taneli molozlu
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	Kristalin kireçtaşı
			Metamorfitter

(b)

SERİ	KAT	FORMASYON	KAYAÇ TÜRÜ
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	Alüvyon
			Resedimante tüf-tüfit
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	Olivin-bazalt
			Çörtlü kireçtaşı
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	Dolomitik kireçtaşı
			Laminasyonlu kiltası/marn
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	-dolomit ardalanması
			Borat mercekli, tüf arakat
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	kılı dolomitli kiltası
			Laminasyonlu kiltası/marn
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	-dolomit ardalanması
			Dolomitik kireçtaşı
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	Yer yer çörtlü, kireçtaşı
			Karasal tüfler ile yanal
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	geçişli; karbonatlı ve
			kirintılı kayac arakat-
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	kili, zeolitli, riyolitik
			camslı kül/toz tüf
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	Riyolitik volkanik breş
			Riyolitik
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	Andezit
			Fosilli kireçtaşı
MİYOSEN	KAT	KARADÖRLEN	Kristalize kireçtaşı
			Metamorfitter

(a)

Şekil 2.2 : Karka gölsel Neojen baseninde belirlenen litostratigrafi birimlerinin diğer araştırmacılarla karşılaştırılması a) Yalçın (1988), b) Gök vd, (1980), c) Sumner (1980).

ün doğusunda yüzeylenmekte ve yeşil renkli şistler ile meta-kumtaşlarından oluşmaktadır. Gri-siyah renkli kristalize kireçtaşları, yer yer mermerleşmiş olup İnli mahallesi çevresinde, Kızılpınar batısı, Yarbasan güneydoğusu ve Fetiye'nin güneybatısında gözlenmektedir. Bol nümmülit fosilleri içeren sarı renkli kireçtaşları, Küllü tepe (5490)<sup>1</sup> batısında Haremi derede çıkma vermektedir (Ek 1).

Çalışmanın amacı dışında kalması nedeniyle ayrıntılı incelenmeyen ve 'Miyosen Öncesi Temel kayalar' biçiminde adlandırılan bu birimin metamorfizmi 1:500 000 ölçekli Jeoloji Haritası'nda Paleozoik, kristalize kireçtaşları Mesozoik, fosilli kireçtaşları ise Eosen olarak işaretlenmiştir (Bkz. Şekil 1.1).

Temel metamorfizi biriminin inceleme alanında alt sınırı gözlenememiştir. Üst sınırı ise Temel kristalize kireçtaşı ve gölsel sedimanter birimler ile örtülmektedir. Temel fosilli kireçtaşlarının alt sınırı Temel metamorfizi, üst sınırı da Karaören formasyonu tüfleri ile uyumsuz dokunaklıdır.

### 2.1.2. İdrisyayla volkanitleri (Tma, Tmr, TmrB)

Neojen yaşlı sedimanter istifin tabanında yer alan bu kayalar farklı bileşimde olup inceleme alanında üç ana evrede gözlenen volkanizmanın ilk ürünlerini temsil etmektedir.

#### 2.1.2.a. dağılımı ve topoğrafya görünümü

Volkanik kayalar en yaygın olarak inceleme alanının kuzeyinde Çobanlar yaylasının doğusunda, Sandıközü'nün batısında, İdrisyayla ve Güllüdere'nin kuzeyinde yer almaktadır ve yaklaşık 50 km<sup>2</sup>'lik bir alanda yayılım göstermektedir (Ek 1). Kızılsaray tepe (6879), Meşelibel sırtı (6681)

<sup>1</sup>parentez içindeki rakamlar topoğrafik harita koordinatlarını ifade etmektedir.

ve Bozbel burnu (6478) gibi önemli yükseltileri ve oldukça engebeli topoğrafik düzeyleri, jeolojik zamanlarda da Neojen gölüne set ve paleotopoğrafya oluşturmaktadır. Ayrıca, Zahran dere (5777) ve Sazak dere (5781) gibi derin vadilerde üstteki sedimanter birimlerin aşınması sonucu küçük mostralara halinde de yüzeylenmektedir.

### 2.1.2.b. kayalık türü, kalınlık ve alt/üst sınırlar

Volkanitler, andezit, riyolit ve riyolit bileşimli volkanik breşlerden oluşmaktadır.

Andezitler, genellikle pembe-kırmızı, bazen de yeşil-siyah arasında değişen renklere sahiptir. Özşekli dumanlı kuvars, feldispat ve biyotit fenokristalleri çıplak gözle tanınabilmektedir. Yer yer akma yapıları ve soğuma çatlakları da gözlenmektedir. İnceleme alanının kuzeyinde, Ambar dere (7082) vadisindeki andezitler perlitleşme özelliği de gösterir ve inci-yağimsı parlaklıktadır.

Mor-siyah renkli riyolitler, tabakalı olup beyaz-gri ve mor renkli milimetrik-santimetrik seviyelerin ardalanması ile ortaya çıkan bantlı yapıları tipiktir. İdrisyayla köyü civarındaki riyolitler ise beyaz renkli, bol çatlaklı, ince taneli, tıkmaz olup çoğunlukla volkanik camdan oluşmuştur.

Köşeli, kenarları keskin ve sivri olan volkanik lav çakıl ve bloklarının oluşturduğu breşler genellikle kırmızı-kahverenkli olup Taban riyoliti birimi ile aynı özelliklere sahiptir. Riyolitik bileşenlerden oluşan monojenik volkanik breşler herhangi bir bağlayıcı malzeme ile tutturulmamıştır. Breşler altındaki lav kütlesi ile sıkı bir biçimde bağlantılı ve tedrici geçişli olup gevşek durumda bulunmazlar. Bu gözlemler breşlerin sıcak lav çakıl-bloklarının kaynaklanması/yapışması sonucu oluştuğuna işaret etmektedir. Bu tür volkanik breşler, Fisher'in (1960) parçalanma süreçlerine göre sınıflandırdığı 'otoklastik volkanik breş' grubuna girmektedir. A-

reştirici, bunların akan lavın üst yüzeylerinin soğuması ve katılaşması, iç kısımlarının ise henüz akıcı durumunu koruması ve hareketi sonucu lav yüzeylerindeki parçalanmalar ile oluştuğunu belirtmektedir.

İdrisyayla volkanitlerinin kalınlığı gerek alt ve üst sınırlarında belirlenen uyumsuzluk, gerekse yerleşim özellikleri nedeniyle saptanamamıştır. Ancak andezitten riyoilit-riyoilitik breşe doğru kalınlığın azaldığı gözlenmiştir.

Havzanın kuzeyinde Kavaklıdüzü tepe (7077) çevresinde volkanitler, Temel metamorfiti üzerine uyumsuzlukla gelmekte, üst sınırı da Karaören formasyonu gölsel tüfleri ile yine uyumsuzlukla örtülmektedir. Sazak derede (8157, 8155) ise andezitlerin alt sınırı Temel kristalize kireçtaşı birimi ile uyumsuz dokunağa sahiptir. Üst sınırı da aşmalı sedimentasyonla uyumsuz olarak yerleşmiş olan Karaören formasyonu tüfleri ve Sarıkaya formasyonu kireçtaşları ile belirlenmektedir.

#### 2.1.2.c. volkanizmanın yaşı

İnceleme alanındaki volkanik kayaların yaşlarını saptamak amacıyla Strasbourg Jeoloji Enstitüsü'nde jeokronolojik incelemeler yapılmıştır. 100-180 mikron tane büyüklüğüne sahip fraksiyonlar üzerinde gerçekleştirilen ve K/Ar yöntemi ile çizilen izokronlardan hesaplanan sonuçlara göre, andezitlerde biyotit yaşı olarak  $15.4 \pm 1.7$  Milyon Yıl (M.Y.), bantlı yapıdaki riyoilitlerde tümkayaç yaşı olarak  $15.7 \pm 1.1$  M.Y. bulunmuştur. Çoğunlukla volkanik camdan oluşmuş riyoilitlerde ise  $16.7 \pm 0.5$  milyon yıllık radyometrik yaş ölçülmüştür. Bu değerler volkanitlerin Alt Miyosen (Burdigaliyen) yaşında olduklarını ifade etmektedir. Bölge istifi kronostratigrafisinin oluşturulmasında Van Eysinga'nın (1978) Jeolojik Zaman Tablosu esas alınmıştır. İdrisyayla volkanitleri üzerindeki sedimanter birimlerde yapılan yaş tayinlerinde ise volkanitlere göre yaklaşık 1 M.Y.'lik bir fark gö-

rülmüştür (Çizelge 2.2). Diğer taraftan, inceleme alanının belirli bir bölümünü kapsayan J25-al paftasındaki Kesener köyü civarından Sunder (1980) tarafından derlenen örneklerde K/Ar yöntemiyle yapılan radyometrik yaş belirlemeleri araştırmacıya göre, riyolitik tüfler arasında yer alan kuvarslı latitte biyotit yaşı olarak 19.6 ±1.5 M.Y., fonolitik olivin tefritte tümkayaç yaşı olarak 17.2±1.2 M.Y. verilmiştir. Araştırmacı bu yaşları Alt Miyosen (Burdigaliyen) ve Orta Miyosen (Vindoboniyen) biçiminde değerlendirmiştir.

#### 2.1.2.d. karşılaştırma ve yorum

Batı Anadolu'da Neojen yaşlı farklı bileşimdeki volkanik-volkanosedimanter kayaç gruplarının geniş alanlarda yayılım gösterdiği ve bunların Alt Miyosen-Üst Pliyosen boyunca gelişen kalkalkali volkanizmanın ürünleri olduğu birçok araştırmacı tarafından belirtilmektedir (Borsi et al., 1972; Innocenti and Mazzuoli, 1973; Benda et al., 1974; Fytikas et al., 1976; Becker-Platen et al., 1977; Bingöl, 1977; Ercan, 1979; Sunder, 1980; Gündoğdu, 1982). Kırka yöresindeki İdrisyayla volkanitleri, gerek yaş gerekse ilerideki bölümlerde ayrıntılı tartışılacak olan mineralojik ve jeokimyasal özellikleri bakımından Batı Anadolu volkanitlerinin bir parçasını oluşturmaktadır.

İnceleme alanındaki volkanik kayaçlar, andezitten riyolite kadar değişim gösteren magmatik bir seriyi temsil etmektedir. Riyolitik breşler ise bu dizilimin tüf püskürmesinden (Karaören formasyonu) önceki otoklastik ürünlerini yansıtmaktadır. Bölgenin sadece en kuzey ucunda gözlenen perlitleşmeler ise volkanizmanın lav ürünlerinin sulu bir ortama aktığına işaret etmektedir.

#### 2.1.3. Karaören formasyonu (Tmkg, Tmkk)

İnceleme alanı istifinin ilk volkanosedimanter birimi olan bu formasyon karasal ile kıvrıntılı, karbonatlı ve silisli kayaç arakatkılları içeren gölseye fasiyeste ge-

Çizelge 2,2 : Kırka yöresi volkanik ve piroklastik kayaların  $K/Ar$  radyometrik yaş sonuçları.

Birim	Kayaç	Fraksiyon	Bölüm No	Lab. No	Kayaç No	(%) $K_2O$	Yaş $K/Ar(M.Y.)$	$10^{-6}$ cc/g $^{40}Ar^*$	(%) $^{40}Ar^*$	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$^{40}K/^{36}Ar$
Karadören fm.	Tüf	Biyotit	786	B2823	KK-641	8,74	$17,8 \pm 0,6$	5,043	65,70	861,5	0,544
Sarıkaya fm.	Tüf	Biyotit	787	B2822	KN-745	7,48	$17,5 \pm 0,6$	4,250	62,85	795,3	0,487
İdrisyayla v.	Andezit	Biyotit	788	B2821	KN-663	7,68	$15,4 \pm 1,7$	3,825	18,57	362,9	0,075
Türkmenadağı b.	Bazalt	Tümükayaç	789	R2820	KN- 23	2,66	$9,3 \pm 1,0$	0,802	17,89	359,9	0,118
İdrisyayla v.	Riyolit	Tümükayaç	790	R2819	KN-691	4,24	$15,7 \pm 1,1$	2,157	28,13	411,1	0,126
İdrisyayla v.	Riyolit	Tümükayaç	791	R2818	KN- 22	7,33	$16,7 \pm 0,5$	3,952	70,24	993,0	0,717

$^{40}Ar^*$  : Radyojenik argon

lişmiş riyolitik tüflerle temsil edilmektedir.

### 2.1.3.a. dağılımı ve topoğrafya görünümü

Tipik görünümüne ve en fazla yüzey genişliğine Karaören köyü çevresinde rastlanıldığından, ayrıca Gök vd.'nin (1980) adlamalarına da bağlı kalınarak formasyona bu ad verilmiştir.

İnceleme alanının güneydoğu kesiminde gözlenen ve Karaören'den Afyon'a kadar uzanan karasal fasiyesteki tüfler az engebeli bir topoğrafya oluşturmaktadır. Kümbetözü dere (4691) vadisinin iki yamacı, Değirmenbayırı (9247) ve Azatlar tepe (4590) en iyi izlenebildiği yükseltilerdir (Ek 1).

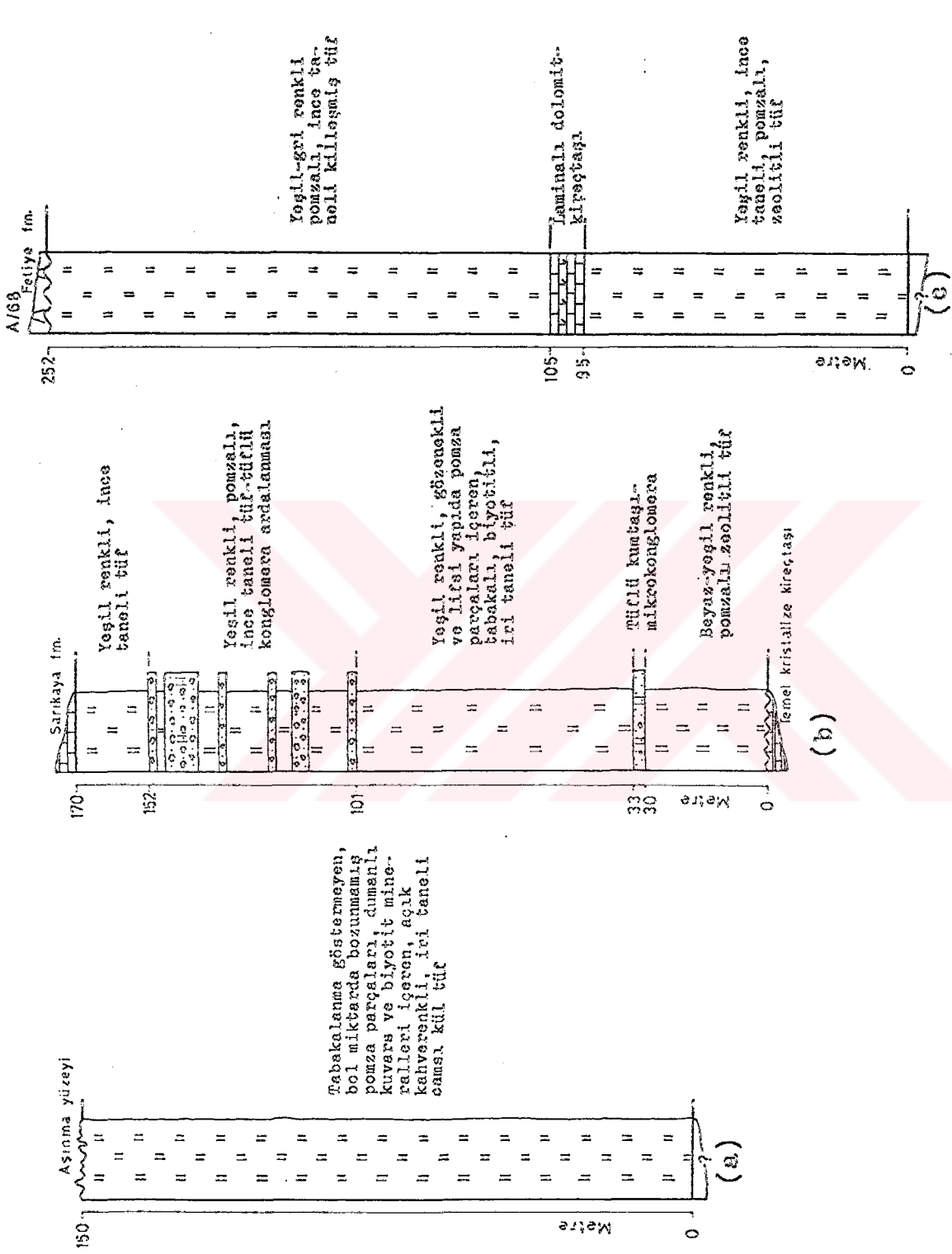
Gölse tüfler eşdeğeri oldukları karasal tüflere göre daha geniş bir alan kapsamakta ve basenin güneybatısındaki Damlalıkaraağaç (5173), İnli mahallesi (4377), Ovacık (4674), Erikli (4976) ve Tepeköy (4372), kuzeyindeki Saraycık çiftliği (6181), Akin (5786), Gemiç (5884) ve Lütfiye (6571) köyleri çevresinde tipik olarak gözlenmektedir (Ek 1). Genellikle sarp yamaçlı vadilerin içlerinde daha genç birimlerin aşınması veya faylanmalar ile yüzeylenmekte olan gölse tüfler, inceleme alanının kuzeyinde engebeli bir topoğrafya oluştururlar.

### 2.1.3.b. tip kesit, yeri ve kalınlık

Birimin kalınlığını, litolojisini, yanıl ve düşey yöndeki değişimlerini belirlemek, ayrıca mineralojik-petrografik incelemelere temel oluşturmasını sağlamak amacıyla basenin farklı kesimlerinde yüzeyden 9 adet ölçülü kesit yapılmış ve sondaj karotlarından yararlanılmıştır.

Karasal tüflerin en iyi gözlendiği Değirmenbayırı, tip kesit yeri olarak seçilmiştir. Geliştiği fasiyes nedeniyle inceleme alanının her kesiminde alt/üst sınırları iyi gözlenemeyen karasal tüflerin görünür kalınlığı bu lokalitede 150 m olarak ölçülmüştür (Şekil 2.3a).





Şekil 2.3 : Karaören formasyonu a) karasal fasiyesinin Değirmenbayırı'ndaki, b) gölsel fasiyesinin Yarılğan deredeki tip kesitleri, c) gölsel fasiyesin A/68 sondajındaki referans kesiti.

Gölsel tüflerin tip kesiti ise Yarılğan dere (5981) kuzeyinde gerçekleştirilmiş ve 170 metrelik kalınlık bulunmuştur (Şekil 2.3b). Bu bölgede Temel kristalize kireçtaşları üzerinde uyumsuzlukla yer alan birimin üst sınırı Sarıkaya formasyonu kireçtaşları ile uyumlu olarak örtülmektedir. Çalışma alanının büyük bir kesiminde birimin alt dokunağı gözlenememiş veya daha yaşlı birimler (Temel kayalar ve İdrisyayla volkanitleri) ile uyumsuz ilişkilere sahip olduğu görülmüştür.

İşletilen borat ocağının güneyinde açılan Etibank'a ait A/68 sondajında (5183) formasyonun kalınlığının 252 metreye kadar çıktığı belirlenmiştir (Şekil 2.3c). Diğer bir ifadeyle, formasyonun kalınlığı basenin kenarlarından merkezi kesimlere doğru artmaktadır.

### 3.1.3.c. kayaç türü, yanıl değişim ve alt/üst sınırlar

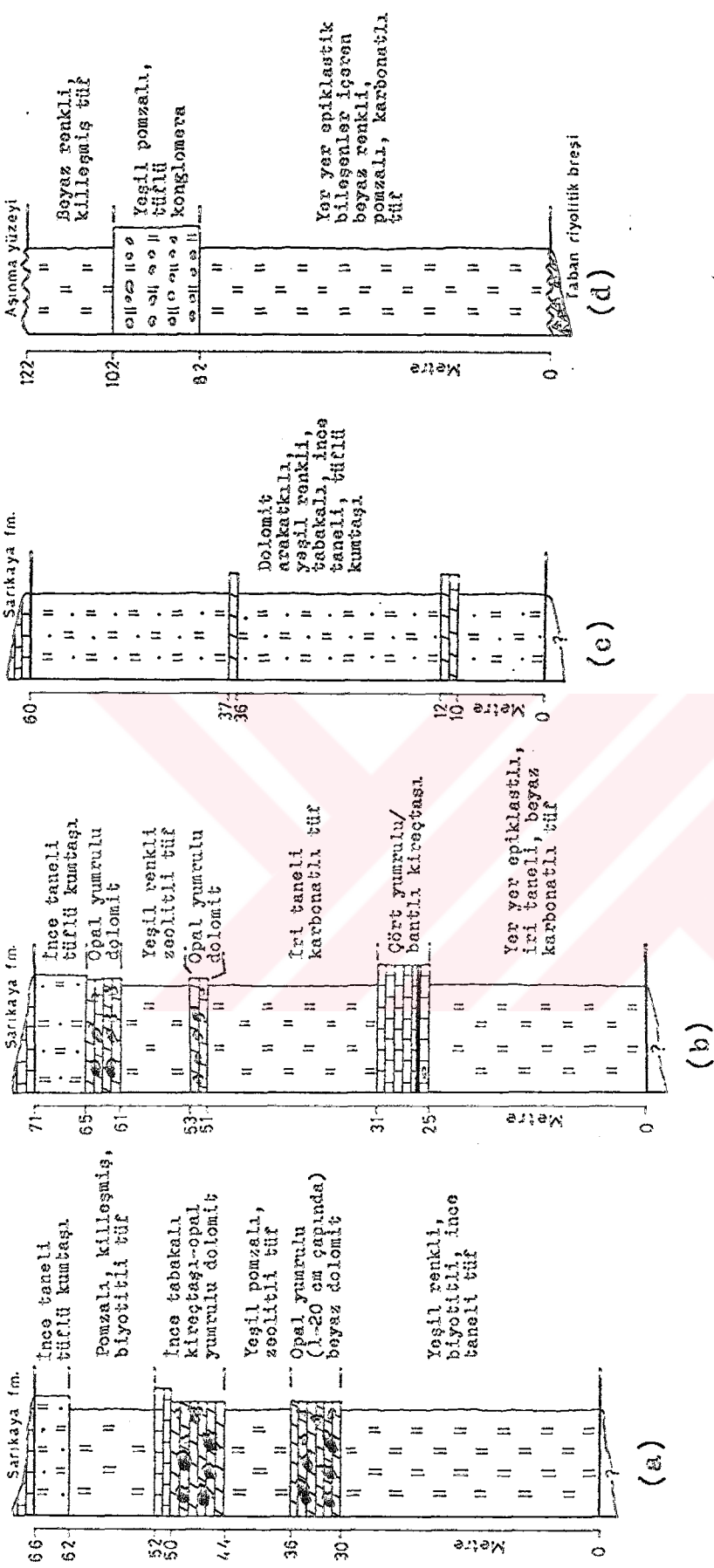
Karasal tüfler, gerek tip kesitin (Bkz. Şekil 2.3a) yapıldığı Değirmenbayırı'nda gerekse diğer lokalitelerde bütün seviyelerinde homojen özellikte olup mm-15 cm büyüklüğünde lifsi yapıda bol pomza parçaları ile özşekli dumanlı kuvars (mm-5 mm) ve yer yer de biyotit fenokristalleri içermektedir (Şekil 2.4). Bozunma renkleri kahverengi-pembe, kırıldığında ise beyaz renklidir. Tüfler oldukça sert, bol çatlaklı ve mideye kabuğu biçiminde konkoyidal kırılmalar göstermektedir.

Gölsel tüfler, tip kesitin (Bkz. Şekil 2.3b) gerçekleştirildiği Yarılğan dere 30 m kalınlığındaki yeşil renkli zeolitli tüflerle başlamakta, bunun üstüne 3 m kalınlığa sahip tüfler gelmektedir. Sonraki 68 m'lik seviyeyi bol pomzalı ve biyotitli iri taneli tüfler oluşturmaktadır. Birim, 51 m kalınlığındaki bol epiklastik bileşen (volkanit, kuvarsit, şist) içeren tüflü konglomera ve ince taneli tuf ardalanması ile devam etmektedir. Tuf bağlayıcı malzemeli konglomeraları oluşturan bileşenlerin tane boyu yer yer 30 cm'ye kadar ulaşmaktadır. Formasyon, 18 m'lik incetaneli tüfler ile son bulmaktadır.



Şekil 2.4 : Karasal tüflerdeki gözenekli ve lifsi yapıdaki pomzalar (Değirmenbayırı).

Basenin kenar ve merkezi kesimlerini temsil eden değişik lokalitelerde gerçekleştirilen kesitlerde ve sondaj karnotlarında görsel tüflerin farklı özelliklere ve kırıntılı (kumtaşı ve konglomera), karbonatlı (kireçtaşı ve yer yer dolomit) ve silisli kayaç (çört) arakatkılarına, diğer bir deyişle yanıl fasiyes değişimlerine sahip olduğu görülmüştür (Şekil 2.5 ve 2.6). Bu dikme kesitlerden görüleceği gibi, tüfler içindeki kireçtaşları, 0.5-6 m arasında değişen kalınlığa sahip olup yer yer santimetrik çört bant ve yumruları içermektedir. Diğer karbonat kayaçlarından dolomitlerde, değişik büyüklükte (1-20 cm) ve biçimde konkoyidal kırılmalı opal yumruları bulunmaktadır. Tüflerle arakatkılı yer yer de aralanmalı olarak gözlenen tüfitler (% 25-75 arasında epiklastik bileşen içeren volkanosedimanter kayaç : Schmid, 1981) ve kırıntılı kayaçlar 0.5-20 m kalınlığındadır. Polijenik kökenli epiklastik kayaçlar, temel kayaçlarına ve İdrisayla volkanitlerine ait bileşenleri içermekte ve bağlayıcı malzemesini piroklastlar (cam ve pomza) ve/veya kar-



Şekil 2.5 : Karaören formasyonunun a) Akkepez tepe, b) Saraycık dere, c) Akin dere, d) Değirmenocağı deredeki dikme kesitleri.

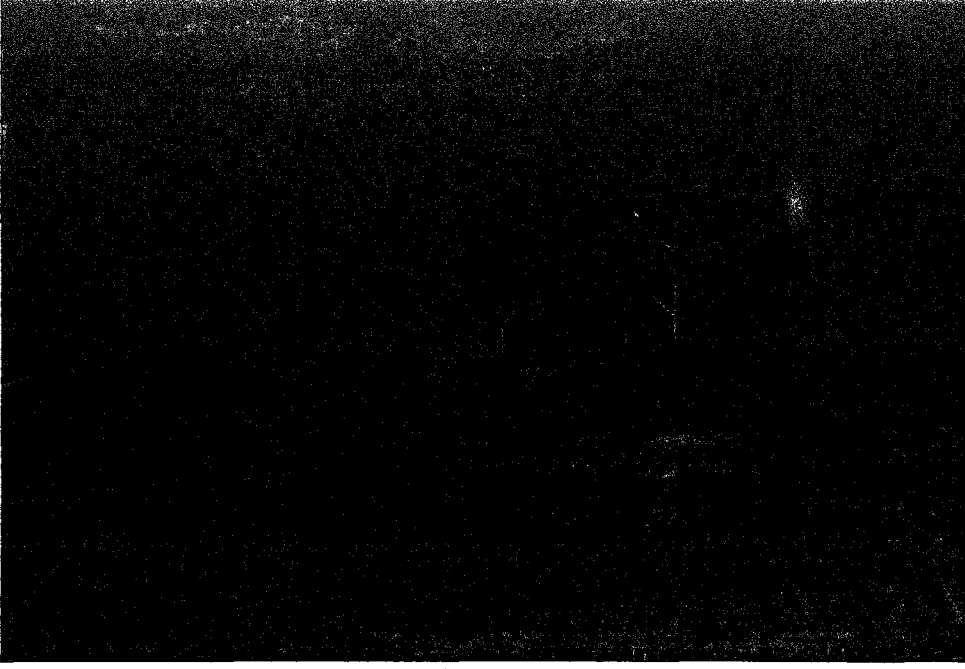


bonat oluşturmaktadır. Tüfler içinde gözlenen kimyasal kayaların daha çok basenin merkezi, kırıntılı olanlar ise kenar ve/veya temel ve taban kayalarının yüzeylendiği kesimlerde bulunduğu belirlenmiştir.

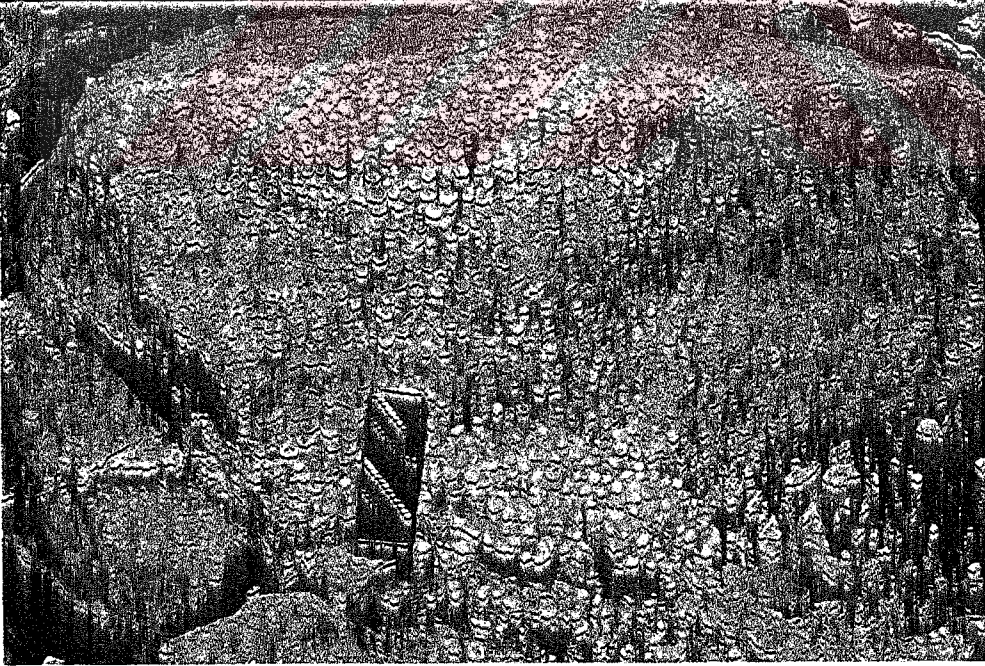
Gölsele fasiyese ait tüfler havzanın güney ve kuzey kesimlerinde farklı yapısal-dokusal özellikler sunmaktadır. Kuzeydeki tüfler, laminalı-ince tabakalı olup altta pomzaların, üstte toz/kül boyundaki piroklastların tekrarlanması ile ortaya çıkan 'çoklu dikey tane boylanması' (Fisher and Schmincke, 1984) göstermektedir (Şekil 2.7). Güneydekiler ise yumuşak, çimentolanmamış sediman görünümünde olup genellikle tabakalanma göstermezler ve 2-20 cm çapında sert, zeolitçe zengin küresel bozunmalar içerirler. Bu tür bozunmalara Fındıklı dere (8583) ve İnli mahallesi kuzeyinde yaygın olarak rastlanılmaktadır. Ayrıca inceleme alanının güneyindeki tüfler, kuzeydekilerine göre pomza ve dumanlı kuvars bakımından daha zengin ve tane boyları da belirgin bir biçimde artmaktadır. Bu piroklastik kayaları bileşenlerinin bolluğuna ve tane boyuna (2-64 mm; Schmid, 1981) göre pomza tuf veya lapilli tuf olarak adlandırmak olasıdır. İnceleme alanının bütün kesimlerinde tüfler genellikle altta iri, üstte ise ince tanelidir.

Havzanın orta-güney kesimlerinde tüfler içinde milimetrik-santimetrik kırmızı renkli limonitleşmiş seviyeler ile sinsedimanter faylanmaların varlığı belirgindir. Ayrıca, Deretarla dere (6673) ve Erikli köyü (4976) güneyinde tüflerle arakatlı, 10-100 cm'lik seviyeler halinde pizolitik kireçtaşları da gözlenmektedir (Şekil 2.8). Konsantrik yapıları pizolitlerin çapı 1 cm'ye kadar çıkmaktadır.

Diğer taraftan, inceleme alanının güneydoğusunda Dökme tepe (5089) civarında, yaklaşık 1 km<sup>2</sup>'lik bir alanda tüfler içerisinde, eski bir açık ocakta kaolinit oluşumları gözlenmektedir. Kaolinit yumruları 2-6 cm çapında ve soğan kabuğu biçiminde içiçe halkalardan oluşmakta-



Şekil 2.7 : Gölseel tüflerde gelişen çoklu dikey tane boylanması (Akin dere batısı).



Şekil 2.8 : Gölseel tüflerle arakatkılı pizolitik kireçtaşları (Erikli güneyi yol yarması).

dır (Şekil 2.9). Beyaz-sarı renkli kaolinit yumrularının yer aldığı zon 10 m kalınlığındadır. Bu zonun altında kırmızı, üstünde beyaz-sarı renkli tuf seviyeleri yer almaktadır. Yumruların çevresindeki boşluk ve çatlaklarda jips ile demi-oksit mineralleri bulunmaktadır.

Karaören formasyonu karasal tüfleri, Temel metamorfiti ve Temel kristalize kireçtaşları üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. Üst sınırı da yine bu fasiyesten türeyen resedimanta tuf/tüfitlerle (Fetiye formasyonu) örtülmektedir. Gölsele fasiyesteki tüfler, aşmalı sedimantasyonla İdrisyayla volkanitlerini ve Temel kayaçlarını üstelemekte, üst sınırı ise Sarıkaya formasyonu ile belirlenmektedir. Birimin tüfleri ile Sarıkaya formasyonu kireçtaşları arasındaki dokunak tüm bölgede kesin olarak ayırtedilebilmektedir. Bu dokunakın yer yer de tedrici geçişli olduğu gözlenmiştir (Akin dere).



Şekil 2.9 : Gölsele tüflerde gözlenen kaolinit yumruları (Dökme tepe batısı).



### 2.1.3.d. fosil topluluğu ve yaş

Birimin killi-karbonatlı seviyelerinden alınan örneklerde yapılan ostrakod taramasında fosile rastlanılmamış, ayrıca makro fosil de bulunamamıştır. Filipstitli tüflerde taramalı elektron mikroskopu çalışmalarında polenler gözlenmiş, ancak bu fosiller birime yaş vermeye yeterli olmamıştır. Paleontolojik çalışmaların sonuçsuz kalması, birimin yaşının jeokronolojik yöntemle saptanmasını gerekli kılmıştır. Gölse tüflere ait bir örnekte K/Ar yöntemi ile gerçekleştirilen yaş belirlemede biyotit yaşı olarak  $17.8 \pm 0.6$  M.Y.'lık değer ölçülmüştür (Bkz. Çizelge 2.2). Elde edilen bu sonuç ile birime Alt Miyosen (Burdigaliyen) yaşı verilmiştir.

### 2.1.3.e. karşılaştırma ve yorum

Bölgede çalışan araştırmacılardan Sunder (1980) kuvarslı latit olarak adlandırdığı volkanitlerin riyolitik tüfler arasında yer aldığını, tefritik lavların bu tüfleri örttüğünü ve bu volkanik istifin Kesenler köyünde (J25-al paftası) belirlendiğini ifade etmektedir. İnceleme alanının kuzeydoğusunda 5 km dışındaki bu lokasyonda yapılan gözlemler, kuvarslı latitlerin Taban andeziti biriminin, tefritik lavlarında Türkmendağı bazaltının eşdeğeri olduğu ve tüfler üzerinde uyumsuzlukla bulunduğu saptanmıştır. Ancak kuvarslı latitler tüflerin tabanında bulunmaktadır. Ayrıca, basenin hemen her kesiminde gölse tüfler içerisinde İdrisyayla volkanitlerinin çakıl ve bloklarının bulunması, bu volkanitlerin tüfleri kestiğine işaret eden pişme zonlarının gözlenmemesi, tüflerin aşmalı sedimantasyonla volkanitlerin bütün türevleri üzerine uyumsuzlukla gelmesi, Karaören formasyonu tüflerinin İdrisyayla volkanitlerinden daha genç olduğunu göstermektedir.

Bu çalışmada tanımlanan Karaören formasyonu, Gök vd. (1980) tarafından adlandırılan 'İncebel tüfiti, Lütfiye tüfiti, İdrisyayla tüf kaba taneli molozlu ve Karaören

volkanik ve arakatkıları' birimlerine eşdeğerdir.

İnceleme alanındaki tüfler, asitik bileşimdeki ağdalı/viskoz, gazlarla yüklü magmanın şiddetli patlamalarla kaynaktan 'Plinyen Tipi Püskürme' (Mc Donald, 1972) ile atılan büyük çoğunluğu kül boyundaki piroklastik malzemenin püskürme veya rüzgarın etkisi ile bir süre havada taşındıktan sonra karaya ve göle düşmesi sonucu oluşan ürünlerini temsil etmektedir. Sarıkaya formasyonu taban kireçtaşları içerisindeki arakatkılı tüflerde yapılan radyometrik yaş belirlemeleri sonucu bulunan değer ( $17.5 \pm 0.6$  M.Y.) ile Karaören formasyonu tüflerinde bulunan yaş ( $17.8 \pm 0.6$  M.Y.) arasındaki farkın ( $0.3$  M.Y.) jeolojik anlamda az olduğu görülmektedir. Bu veri, tüflerin kaynaktan çok hızlı bir biçimde atıldığına ve piroklastik sedimantasyonun bin yıllık bir mertebede tamamlandığına bir işareti kabul edilmiştir.

Diğer yandan, tüflerin çeşitli seviyelerinde gözlenen kimyasal ve kırıntılı kayaç arakatkıları, püskürmenin tekrarlandığını ve gölSEL ortamın kesikli olarak volkanik kaynak veya kaynaklardan beslendiğini göstermektedir. Ayrıca, kuzeyden güneye doğru tüflerdeki pomzalarda ve kuvarslarda gözlenen tane boyu artışı ve bolluğu, volkanik kaynağın bu yönde (güneyde) bulunduğu biçiminde yorumlanmıştır. Karasal tüflerin bölgenin güney kesiminde gözlenmesi ve bu piroklastik kayaçların uzanımının kilometrelerce bu yönde devam etmesi yapılan yorumun geçerliliğini artırmaktadır.

Tüfler özellikle tüfitlerde volkanik kayaç parçacıklarının bulunması, Temel kayaçları ile birlikte havzanın taban paleotopoğrafyasını oluşturan İdrisyayla volkanitlerinin piroklastik sedimantasyon sırasında, topoğrafik yüksek kesimlerinin su üstünde kalarak basene kırıntılı malzeme verdiği sonucuna varılmıştır. Ayrıca, taban kayaçları bölgede birbirlerine bağlı veya bağımsız küçük havzacıkların ortaya çıkmasına da katkıda bulunmuştur. Basenin kenar fasiyelerinde ve/veya taban kayaçlarına

yakın kesimlerde gözlenen epiklastik seviyeler ise mevsimsel sellenmeler veya düşük rejimli akarsularla göl ortamına taşınmıştır.

#### 2.1.4. Sarıkaya formasyonu (Tms)

Orta kesiminde borat oluşumları da içeren bu birim kilitli, karbonatlı, silisli ve tüflü kayalardan oluşmaktadır.

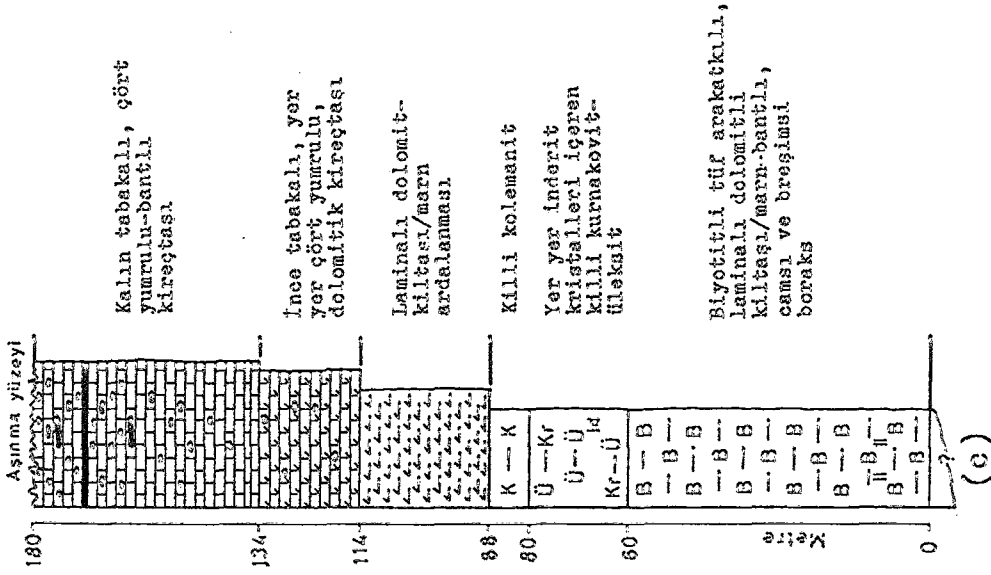
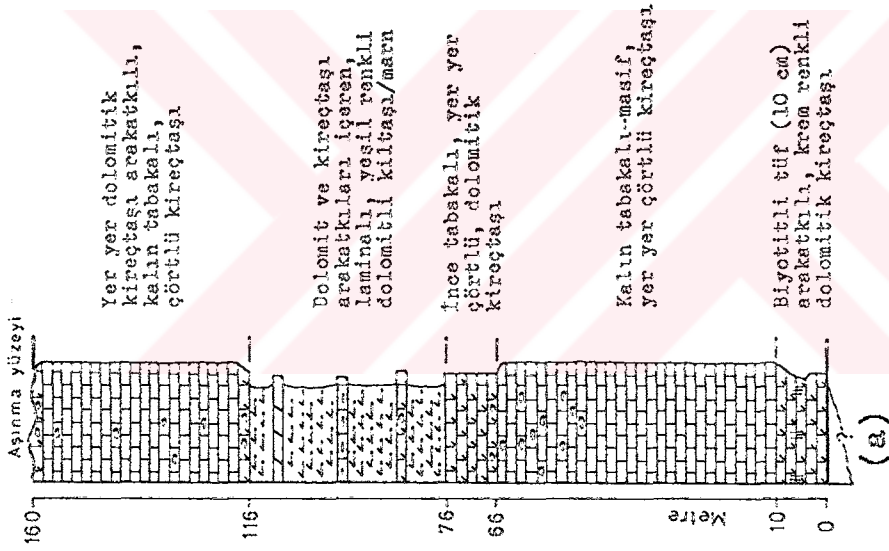
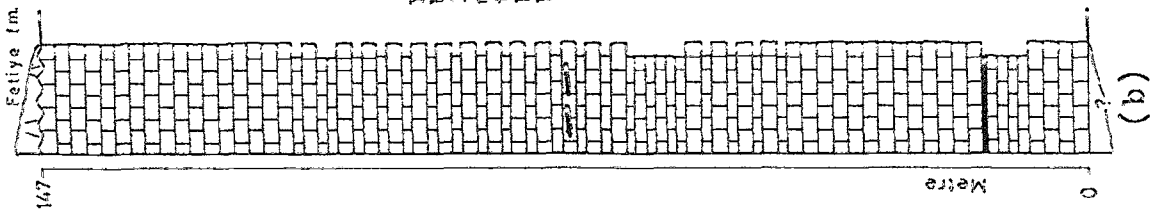
##### 2.1.4.a. dağılımı ve topoğrafya görünümü

İnceleme alanının batı ve kuzeybatısında yüzeylenmektedir. Salıhiye (5080), İkizoluk (5477), Göcenoluk (5873) ve Sandıközü (6372) köylerinin çevresi formasyonun en iyi gözleendiği yerlerdir (Ek 1). Birim, havzanın merkezi kesiminde nispeten düz, kuzeyde ise oldukça engebeli bir topoğrafya oluşturmakta ve derin vadiler ile kesilmektedir. İnceleme alanının kuzeydoğu ve güneybatısında yüksek tepelerin üzerinde erozyon kalıntısı biçiminde izlenmektedir.

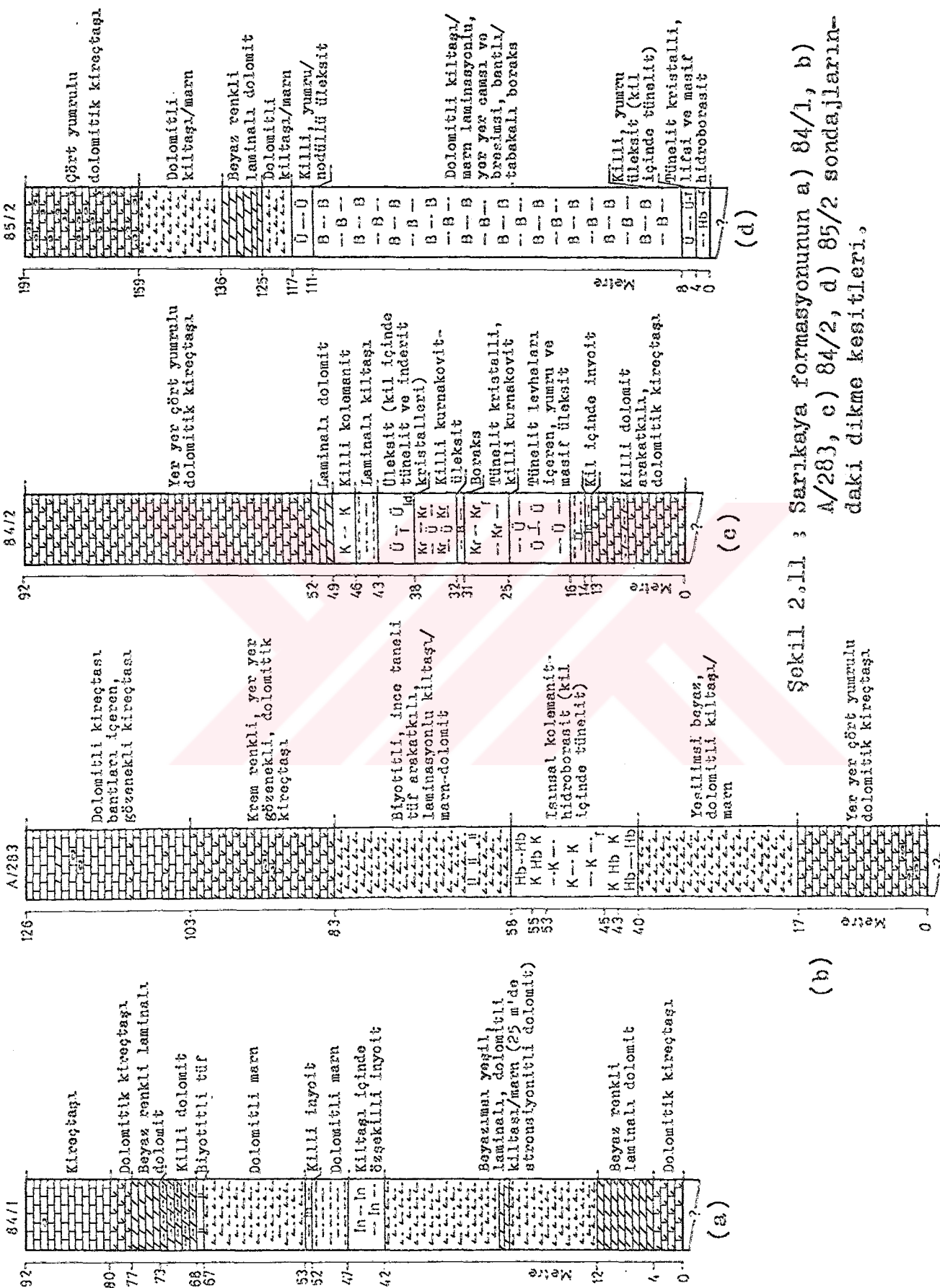
##### 2.1.4.b. tip kesit, yeri ve kalınlık

Birim ismini işletilen borat ocağının bulunduğu lokalitede eskiden yeralan Sarıkaya köyünden almakta ve yataкта Sarıkaya borat yatağı olarak bilinmektedir.

Birimin üst dokunağının uyumsuz veya aşınma yüzeyi ile belirlenmesi ve boratlı zonun yüzeylenmemesi nedeniyle tip kesit ölçümüne uygun lokasyonlar oldukça sınırlıdır. Borat mineralleri dışında birimin tüm litolojik özelliklerini yansıtan Kayaboğazı (5081) tip kesit yeri olarak seçilmiş ve 160 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2.10a). Birim inceleme alanının diğer kesimlerinde genellikle homojen bir litoloji dağılımı göstermekte ve karbonat kayaları ile temsil edilmektedir (Şekil 2.10b). Eti-bank tarafından açılan açık ocaқта (Şekil 2.10c) ve sondajlarda (Şekil 2.11 ve 2.12) birimin litolojik özellikleri ayrıntılarıyla izlenebilmekte ve kalınlığı daha



Şekil 2.10 ; Sarıkaya formasyonunun a) Kayaboğazı'ndaki tip kesiti, b) Zahran dere, c) açık ocaktaki referans kesitleri.



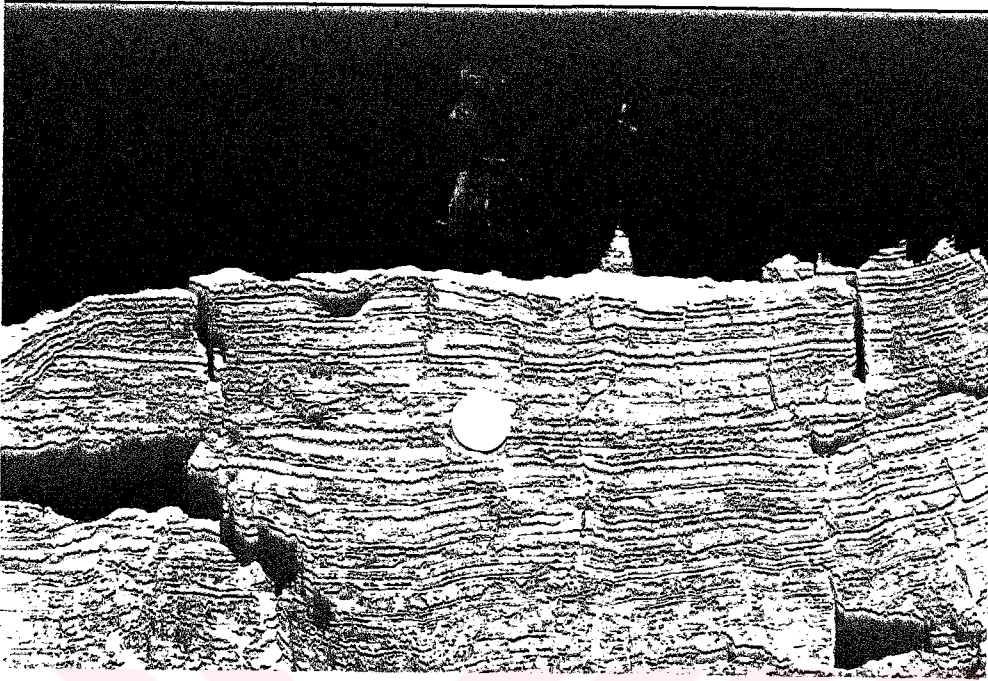


sağlıklı biçimde saptanabilmektedir. Yüzeyden atılan kesitler ve çok sayıdaki sondaj karotlarının tanımlanmasından elde edilen sonuçlara göre birimin 150-300 m (ort. 230 m) arasında değişen kalınlıklara sahip olduğu, boratların da yer aldığı basenin merkezi kesimlerinden kenarlara doğru kalınlığın azaldığı belirlenmiştir.

#### 2.1.4.c. kayaç türü, yanıl değişim ve alt/üst sınırlar

Birimin ana litolojisini oluşturan killi-karbonatlı kayaçlar, dikey ve yanıl yönde birbirlerine sık sık geçişler göstermekte hatta milimetre mertebesinde kil/karbonat oranı sürekli değişmektedir. Bu kayaçların adlandırılmasında Füchtbauer und Müller (1970) tarafından önerilen sınırlar (kıltaşı : % 90-100, kalkerli kıltaşı : % 75-90, killi marn : % 50-75, kalkerli marn : % 25-50, killi kireçtaşı : % 10-25, kireçtaşı : % 0-10 kil) benimsenmiştir. Ancak yukarıda belirtilen nedenlerden dolayı anlatımda kolaylık sağlamak için 'kalkerli kıltaşı, killi marn ve kalkerli marn' bileşimindeki kayaçlar birleştirilerek ve içerdikleri karbonat mineralinin cinsi de gözönüne alınarak birime ait killi-karbonatlı kayaçlar 'dolomitli kıltaşı/marn' olarak adlandırılmıştır. Bu adlandırmada ve kil ile karbonat yüzdesinin belirlenmesinde X-ışınları tümkayaç çözümüleme sonuçlarından yararlanılmıştır.

Birimin tip ve referans kesitleri (Bkz. Şekil 2.10) ile sondaj karotlarının tanımlanmasından hazırlanan dikme kesitler (Bkz. Şekil 2.11-2.12) ve Etibank'ın bölgede yaptığı çok sayıdaki diğer sondajların incelenmesi, a-şağıdaki genellemenin yapılmasına olanak sağlamıştır : Formasyon, 20-50 m (ort. 30 m) kalınlığında masif-kalın tabakalı yer yer santimetrik kıltaşı ve tuf bantları içeren ve travertene benzer lifsi yapıdaki kireçtaşları ile başlamaktadır (Şekil 2.13). Bu seviyenin üzerinde ort. 25 m (10-40 m) kalınlığa sahip ince tabakalı dolomitik kireçtaşları yer almaktadır. Sonraki laminationlu

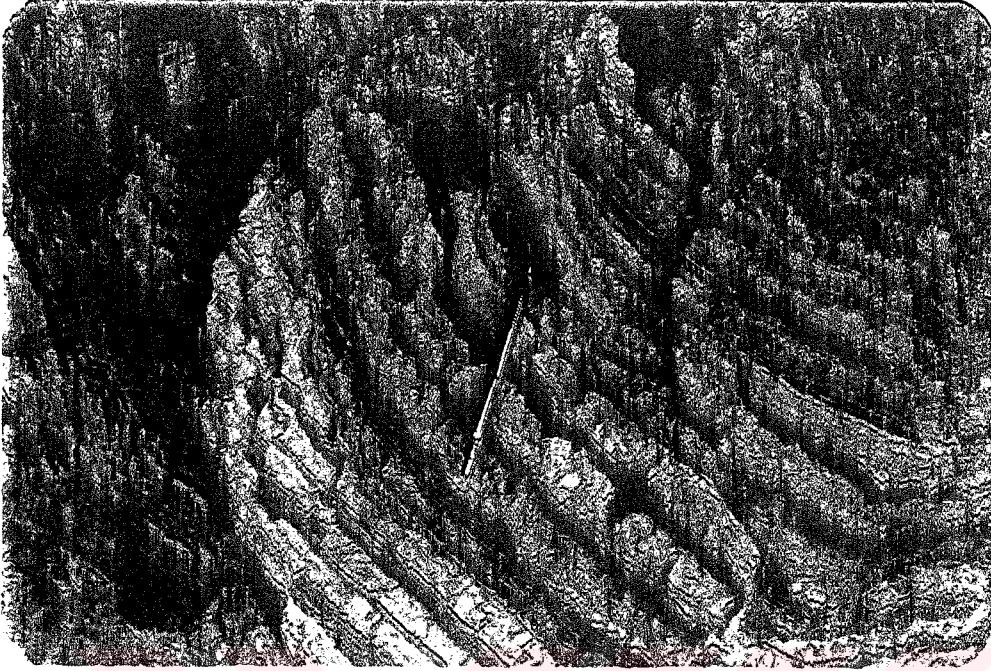


Şekil 2.13 : Lifsi/iğnemsî kalsitlerden oluşan kireçtaşları (Balıkboğazı dere)

kilitaşı/marn-dolomit ardalanmasının kalınlığı ort. 20 m olup 5-40 m arasında değişmektedir. Bozunmuş lifsi yapıda pomza parçaları içeren killi borat zonunun kalınlığı ise 20-160 m (ort. 80 m) arasındadır ve santimetrik tüf arakatkıları içermektedir. Bu zonun üstündeki laminasyonlu kilitaşı/marn-dolomit ardalanmasının kalınlığı 5-40 m (ort. 20 m) arasında değişim göstermektedir. Bu seviyede yüzlerce sinsedimanter faylar, tabakalar arası kıvrım ve kırışıklıklar veya kayma (slump) yapıları (Şekil 2.14) ile yük çökme yapıları bulunmaktadır. Formasyonun en üst kesimini dolomitik kireçtaşları (10-40 m, ort. 25 m) ve bol çört yumrulu/bantlı, yer yer lifsi yapıdaki kireçtaşları (20-50 m, ort. 30 m) oluşturmaktadır. Çörtler oldukça değişik renklerde olup tabakalı olanların kalınlıkları santimetre-metre mertebesindedir. Yumru ve mercek biçimindekiler ise milimetre-desimetre kalınlığındadır.

Birimin taban ve tavanındaki kireçtaşlarının bölgenin önemli bir kesiminde lifsi/iğnemsî ve jel varısına sa-





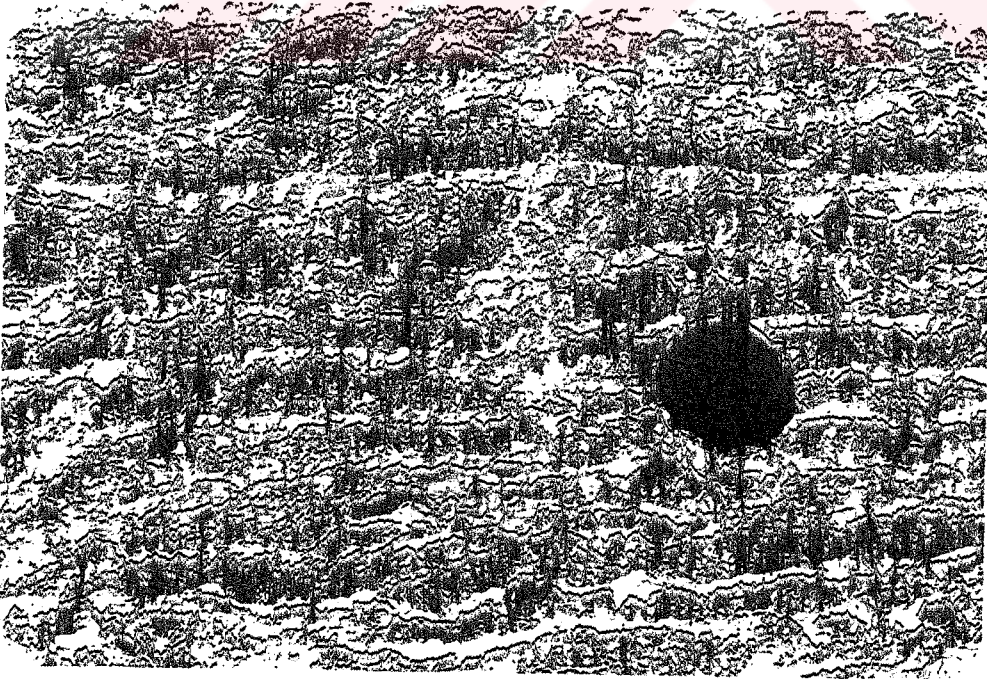
Şekil 2.14 : Laminasyonlu kiltası/marn-dolomitlerde kayma yapıları ve sinsedimanter faylanmalar (Açık ocak).

hip kalsitlerden oluştuğu ve bu tür seviyelerin kalınlığının 5-20 m arasında değiştiği gözlenmiştir. Tek bir kalsit mineralinin uzunluğu 10 cm'ye, kalınlığı da 1 cm'ye ulaşmaktadır. Lifsi kalsit minerallerinin meydana getirdiği demetlerin uzun eksenleri oluşturdukları tabakalanma düzlemine dik veya dike yakın olup koyu ve açık renkli bantlar ve aralanmalar göstermektedir. Bu tür oluşuklar, Asserto and Folk (1980) tarafından 'coconut meat' kalsit yapısı olarak adlandırılmaktadır.

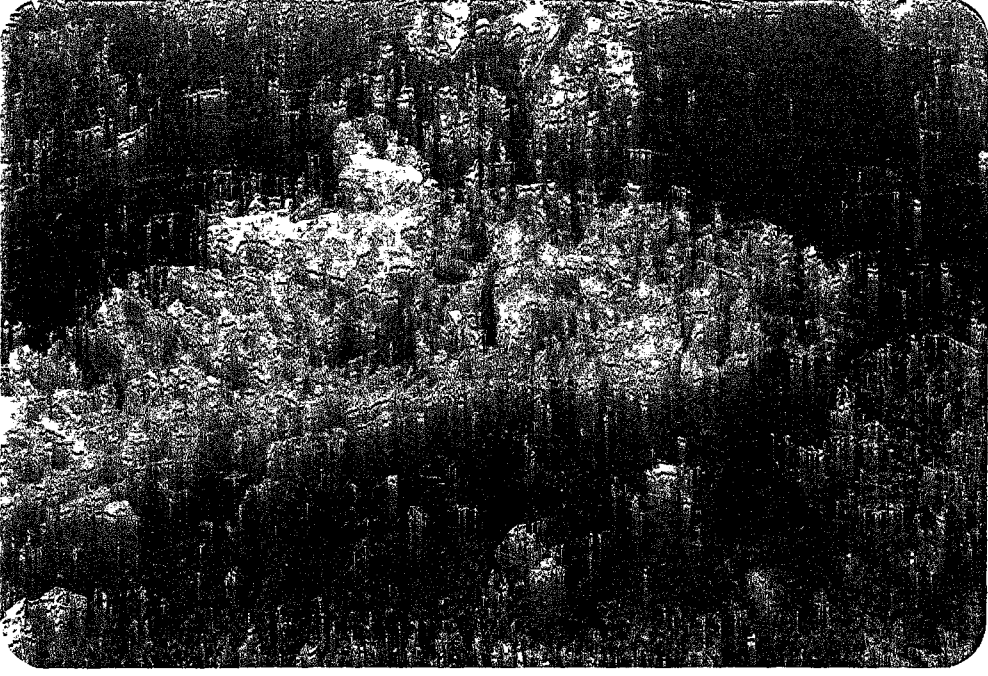
Boratlı zonda değişik türde mineraller gözlenmiştir. Yatak içinde alttan üste doğru Ca, NaCa, Na, NaCa, Ca borat zonlanması biçiminde dizilim gösteren bu zonlarda bulunan minerallerin dağılımları ve makroskopik özellikleri aşağıda belirtildiği gibidir.

Na-borat zonu; mercek biçimindeki boratlı zonun ortasında yer almakta ve kalınlığı 2-130 m (ort. 50 m) arasında değişmekte olur egemen mineralini boraks oluşturmaktadır. Boraks; oluşumları-görünümleri bakımından bantlı, camsı

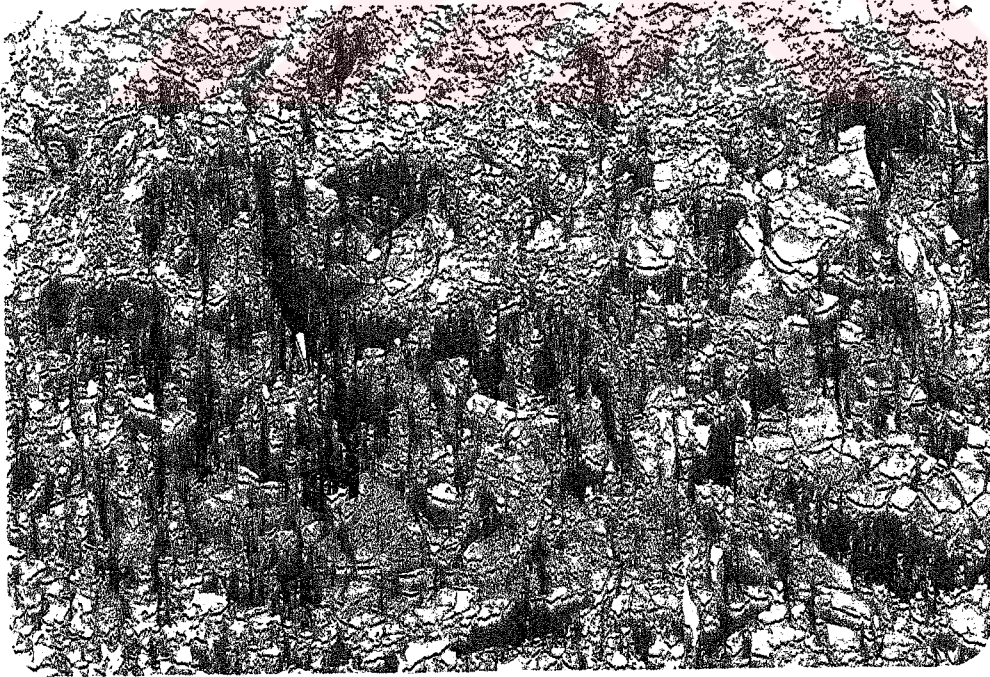
breşimsi olmak üzere üç farklı şekilde gözlenmektedir. Bantlı boraks, laminasyonlu dolomitli kiltası/marnlar ile ardalanmalı olarak yatay konumda bulunmaktadır (Şekil 2.15). Saf boraks kristalleri renksiz ve şeffaftır. İçerdikleri kil, karbonat ve tuf kapaçlımlarına bağlı olarak balmumu, yeşil, siyah, mavi renklerde olabilmektedir. Camsı boraks, bantlı boraksın oluşturduğu tabakalanma düzlemini keser durumda ve yer yer 10 m uzunluğunda, 5 m kalınlığında kütleler halinde bulunmakta, fay ve çatlak gibi zayıf düzlemleri izlemektedir. Camsı boraks ile temas halindeki bantlı boraks tabakalarının kıvrılıp büküldüğü gözlenmiştir (Şekil 2.16). Kiltası/marnlar içerisinde kırık dolgusu biçiminde 1-10 cm kalınlığında metrelerce uzunlukta olabilen camsı boraks da bulunmaktadır. Breşik boraks ise yatakta bantlı boraksın genellikle üst kesiminde yer almakta ve 2-5 m'lik seviyeler oluşturmaktadır. Kiltası/marnlar içerisinde 1-10 cm büyüklüğünde özşekilli-yarı özşekilli kristaller halinde gözlenmektedir (Şekil 2.17).



Şekil 2.15 : Laminalı dolomitli kiltası/marn bantlı boraks (Açık ocak).



Şekil 2.16 : Bantlı boraks tabakalarını kesen camşu boraks (Açık ocak, basamak yüksekliği 10 metredir).



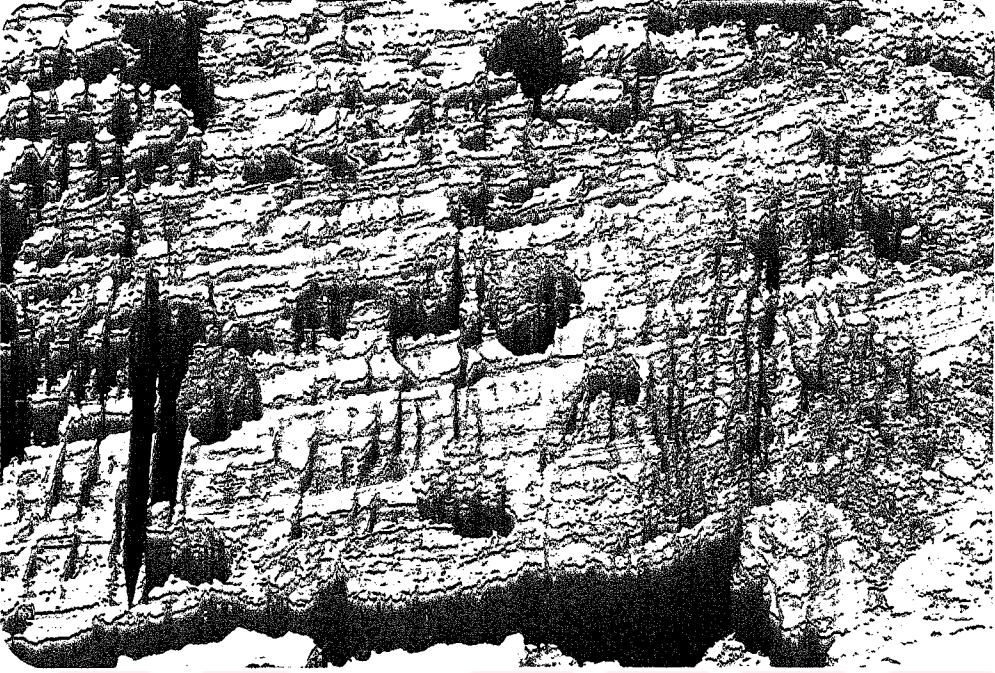
Şekil 2.17 : Dolomitli kilitaş/marnlar içerisindeki bresimsi boraks (Açık ocak).

Killer içerisinde 1-2 cm büyüklüğünde özşekli boraks kristallerine de rastlanılmaktadır. Boraks minerallerinin killerle dokunak yaptıkları yerlerde yer yer 2-5 cm uzunluğundaki üleksit liflerine, atmosfere açık yüzeylerinde ise ince film şeriti biçiminde tinkalkonite dönüşükleri gözlenmiştir. Na-borat zonunda Baysal ve Ataman (1975) tarafından kernit mineralinin varlığı da saptanmıştır. Kernit, ince liflerin oluşturduğu farklı yönlerde büyümüş demetler biçiminde bulunmaktadır.

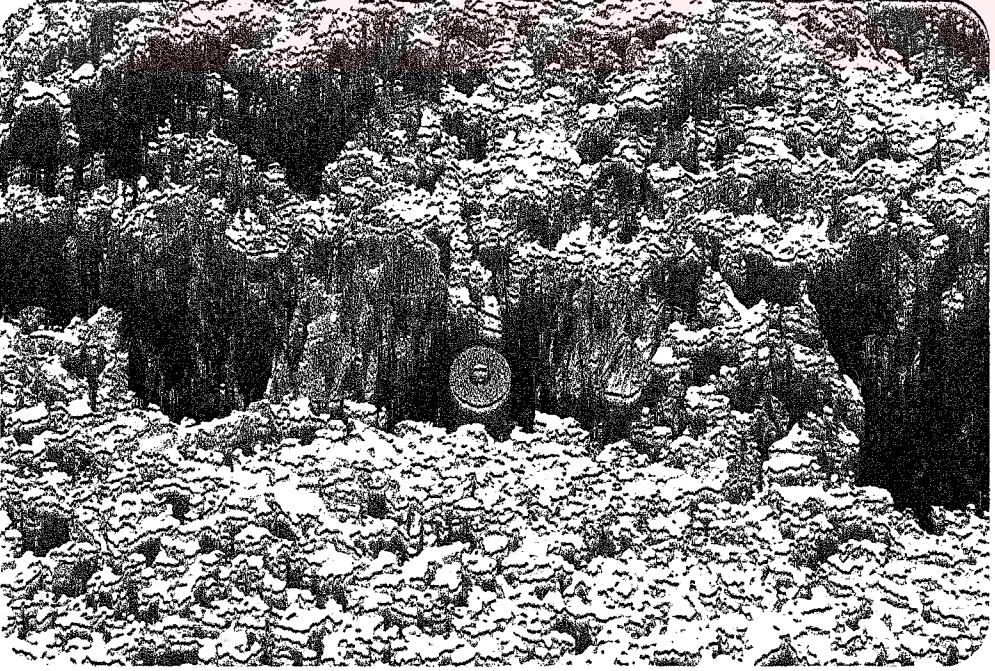
NaCa-borat zonu; Na-borat zonunun alt ve üst kesimlerinde bu zonu çevreler durumda yer almakta olup ort. 10 m'lik (5-20 m) kalınlığa sahiptir. Ana mineralini üleksit oluşturmaktadır. Alt NaCa-borat zonunda üleksitin yanında kurnakovit ve tünelit, üst zonda ise kurnakovit, inderit, inderborit ve tünelit bulunmaktadır. Üleksitler, beyaz renkli olup masif, yumru/nodül ve çatlak dolgusu biçiminde gözlenmektedir. Metrik kalınlığa kadar çıkan masif üleksitler ince ve iri kristalli bağımsız tabakalar oluşturmaktadır (Şekil 2.18). 1-5 cm çapındaki yumru üleksitler, karnabahara benzemekte ve tabakalı üleksitlerle birlikte veya genellikle killer içinde bulunmaktadır. Üçüncü tür üleksitlerin ise killerin içindeki 1-3 cm'lik çatlak ve boşlukları doldurduğu ve genellikle tabakalanma düzlemine eğik konumda yer aldıkları gözlenmiştir.

NaCa-borat zonunda bulunan diğer minerallerden kurnakovit, killer içerisinde özşekli prizmatik, 1-20 cm büyüklüğünde tek kristaller veya kristal toplulukları biçimindedir. Arazi gözlemleri sırasında üleksitle aralarında yapısal bir ilişkiye rastlanılmamıştır. Kurnakovit üleksitle beraber veya ayrı seviyeler halinde aralanmalı olarak bulunmaktadır (Şekil 2.19). İnderit ile inderborit ise killer içerisinde 1-5 cm'lik kristaller, ayrıca inderit, kurnakovit üzerinde büyümüş uzun prizmatik mineraller şeklinde gözlenmektedir.

Ca-borat zonu; NaCa-borat zonunun alt ve üstünde 2-10 m



Şekil 2.18 : Tabakalı ve yumru üleksit (Açık ocak).



Şekil 2.19 : Prizmatik kurnakovit mineralleri (Açık ocak).

(ort. 5 m) yer almaktadır. Üst Ca-borat zonunda kolemanit, inyoit, meyerhofferit ve tünelit, alt zonda ise kolemanit, inyoit, hidroborasit ve tünelit bulunmaktadır. Kolemanit, Sarıkaya bölgesinde tabakalar halinde gözlenirken, borat yatağının kenar kesimlerine karşılık gelen Çörez ve Göcenoluk bölgelerinde 1-20 çapındaki yumruları oluşturmaktadır. Bu zonda belirlenen hidroborasit, masif veya inyoit ve meyerhofferit gibi killer içinde özşekilli tek veya birçok kristallerin oluşturduğu toplulukları temsil etmektedir.

NaCa ve Ca-borat zonlarında gözenen tünelitler, muskovit levhalarına benzemektedir. Dolomitli kilitaşı/marnların gözeneklerinde milimetre-santimetre büyüklüğünde ve özşekilli kristaller halindeki tünelitler ile diğer borat mineralleri arasında herhangi bir geçiş veya dönüşüm söz konusu değildir.

İnceleme alanında borat oluşumlarının dışında, havzanın kuzeydoğusundaki kenar fasiyeslerinde, Ada tepe (9058) kuzeyindeki Akin dere vadisinde, yaklaşık 50 cm'lik iki seviye halinde turba karakterinde kömür oluşumlarına da rastlanılmıştır.

Yukarıdaki paragraflarda içerdikleri kayaç ve minerallerin özellikleri açıklanan birimin alt sınırı Karaören formasyonu ile uyumlu, İdrisyayla volkanitleri ve Temel kayaçları ile uyumsuzdur. Üst sınırı ise Fetiye formasyonunca açısız uyumsuzlukla örtülmekte ve Türkmendağı bazaltı ile kesilmektedir.

#### 2.1.4.d. fosil topluluğu ve yaş

Birimin yaşını saptamak amacıyla jeokronolojik ve paleontolojik çalışmalar yapılmıştır. Boratlı zonun alt kesimindeki taban kireçtaşlarında 5-10 cm'lik bantlar halinde gözlenen tüflerde gerçekleştirilen K/Ar radyometrik yaş belirlemede biyotit yaşı olarak  $17.5 \pm 0.6$  M.Y. (Burdigaliyen) bulunmuştur. Bu yaşta Alt-Orta Miyosen

geçişini temsil etmektedir.

Kömür örneklerinde yapılan spor-polen aramasında bir sonuca ulaşılamamış, buna karşın killi-karbonatlı kayalar-  
daki ostrakod taramasında ise boratlı zonun üst kesimin-  
deki tavan kireçtaşlarında, C.Tunoğlu (H.Ü.) tarafından  
Xestoleberin (Xestoleberin) cf. lutrae SCHNEIDER ve  
Cyprideis sp. fosilleri bulunmuş ve bu kesimin yaşı Üst  
Miyosen (Tortoniyen) olarak belirlenmiştir.

Jeokronolojik ve paleontolojik veriler, Sarıkaya forma-  
yonu kayalar topluluklarının Orta-Üst Miyosen'de çökelti-  
ldiğini açıkça ortaya koymaktadır.

#### 2.1.4.e. karşılaştırma ve yorum

Birim, Sunder'in (1980) kuralsız biçimde tanımladığı ve  
Pliyosen yaşlı olduğunu ileri sürdüğü 'silekeli kireçta-  
şı, marn, kil, tüfit, borat, konglomera, kumtaşı', Gök  
vd.'nin (1980) Salahiye ve Göcenoluk formasyonları ile  
eşdeğerdir.

Formasyon, gölsel ortamdaki kimyasal ve kısmende piro-  
klastik çökeltmenin ürünlerini yansıtmaktadır. Birimin  
özellikle boratlı kesiminde bulunan yer yer bozunmuş  
pomza parçaları içeren kilttaşları, gerçekte toz boyutun-  
daki ince piroklastik malzemenin bütünüyle hidrolize ol-  
ması ve sonra karbonatlarla birlikte çökmesi sonucu  
oluşan ürünlerini temsil etmektedir. Diğer bir ifadey-  
le, boratların oluşumu sırasında volkanizmanın çökeltme  
ile eşzamanlı ve aralıklarla devam ettiğini vurgulamak-  
tadır.

İlerideki bölümlerde ayrıntıları ile tartışılacağı gibi,  
borat katmanları volkanizmanın hidrotermal getirimleri  
sonucunda oluşmuşlardır. Borat yatağının merkezi kes-  
imindeki kalınlık artışı ve mercək biçimindeki oluşumu  
ise sinsedimanter faylarla denetlenmiştir. Dolomitli  
kilttaş/marnlar ile ayrılmış boratlı seviyeler ise vol-  
kanizma ve evaporasyon sisteminin belirli dönemlerde tek-

rarlanarak bu oluşumları sağladığını ifade etmektedir. Yanal devamlılığı olan, tabakalı, lifsi/iğnemsî ve jel yapıllı kireçtaşları, çatlak veya kırık dolgusu şeklinde gelişmemiştir. Bu saptama ile kireçtaşlarının belirlenen yapısal özelliğe post-diyajenetik yeraltı sularının etkisiyle değil, çökme sırasında ulaştıkları sonucuna varılmıştır.

#### 2.1.5. Türkmendağı bazaltı (Tmb)

Bu birim, inceleme alanındaki üçüncü ve son volkanik evreyi temsil etmekte ve ürünlerini bazaltik lavlar oluşturmaktadır.

##### 2.1.5.a. dağılımı ve topoğrafya görünümü

Volkanitler en geniş yayılımına Türkmendağı ve Bozbel tepe (7866) çevresinde ulaşmaktadır (yaklaşık 7 km<sup>2</sup>). Dikenli tepe (7762) ve Güllüdere'nin kuzeybatısında da lav örtülerine raslanılmaktadır. İncelenen birimler içerisinde en önemli yükseltiyi ve topoğrafik engebeyi bu birim oluşturmaktadır.

##### 2.1.5.b. kayaç türü, kalınlık ve alt/üst sınırlar

Olivin-bazaltlar ile temsil edilen bu kayaçların bozunma yüzeyi kahverengi-gri, taze yüzeyi siyahtır. Volkanitler, bademsi yapıllı ve gaz boşluklu olup gözenekleri silis veya karbonatla doldurulmuştur. Genellikle tabakalı/akma yapıllı olan ve iki yönlü soğuma çatlakları içeren bazaltlardaki gaz boşluklarının (mm-4 cm) dizilimi akma düzlemine paraleldir. Dikenli tepedeki bazaltlar ise 10-30 cm çapında küresel bozunmalar göstermekte, soğan kabuğu şeklinde iç içe konsantrik halkalara ayrılmaktadır.

Birimin alt ve üstünü sınırlayan uyumsuzluk ve yerleşim karakteri nedeniyle kalınlığı tam olarak bilinmemekte, Türkmendağı'nda görünür kalınlığı birkaç yüz metreye



ulaşmaktadır. Daha yaşlı birimler üzerine uyumsuzlukla gelen Türkmendağı bazaltının çevresindeki sedimanter birimlerde (Karaören ve Sarıkaya formasyonları) kırmızı renkli pişme zonlarına ve rekristalizasyonlara rastlanılmaktadır.

#### 2.1.5.c. volkanizmanın yaşı

Bazaltik lavların yaşı Dikenli tepeden alınan bozunmamış bir bazalt örneği üzerinde K/Ar yöntemiyle saptanmış ve 9.3±1.0 M.Y. bulunmuştur (Bkz. Çizelge 2.2). Bu değer de Üst Miyosen'e (Tortoniyen) karşılık gelmekte ve arazi çalışmaları sırasında kurulan istifin doğruluğunu kanıtlamakta, ayrıca diğer birimlerin yaşlarına da açıklık getirmektedir. Sunder (1980) ile Gök vd. (1980) bazaltların Kuvaterner yaşında olduklarını stratigrafik ilişkilere dayanarak ileri sürmüşlerdir.

#### 2.1.5.d. karşılaştırma ve yorum

Birim, Sunder'in olivintefrit olarak tanımladığı volkanik kayalara eşdeğerdir. İnceleme alanındaki bazaltlar, Batı Anadolu'daki birçok yörede de ortaya konulduğu (Fytikas et al., 1976; Becker-Platen et al., 1977; Ercan, 1979; Sunder, 1980; Ercan vd., 1985) gibi Üst Miyosen-Kuvaterner yaşlı alkali bazaltik bileşimli son volkanik evreyi temsil etmektedir.

#### 2.1.6. Fetiye formasyonu (Tpft, Tpfk)

Birim, inceleme alanında birbirleriyle yanıl yönde ilişkisi olmayan iki bölgede gözlenmekte ve resedimante tuf/tüfitlerden oluşmaktadır.

#### 2.1.6.a. dağılımı ve topoğrafya görünümü

Formasyon, basenin batı ve güneydoğusunda yüzeylenmektedir. Batı kesiminde Kızılpınar'ın kuzeyinde Çerkez tepe (5772) ve Domuz sırtı (5871), doğu kesiminde Fetiye'nin kuzeyinde Tepeüstü tepe (4587), Alameşe tepe (4788),

Kocayalak tepe (4985) ve Bey tepede (4884) gözlenmektedir (Ek 1). Birim genellikle düzlükleri yer yer de yayan tepeleri oluşturmaktadır.

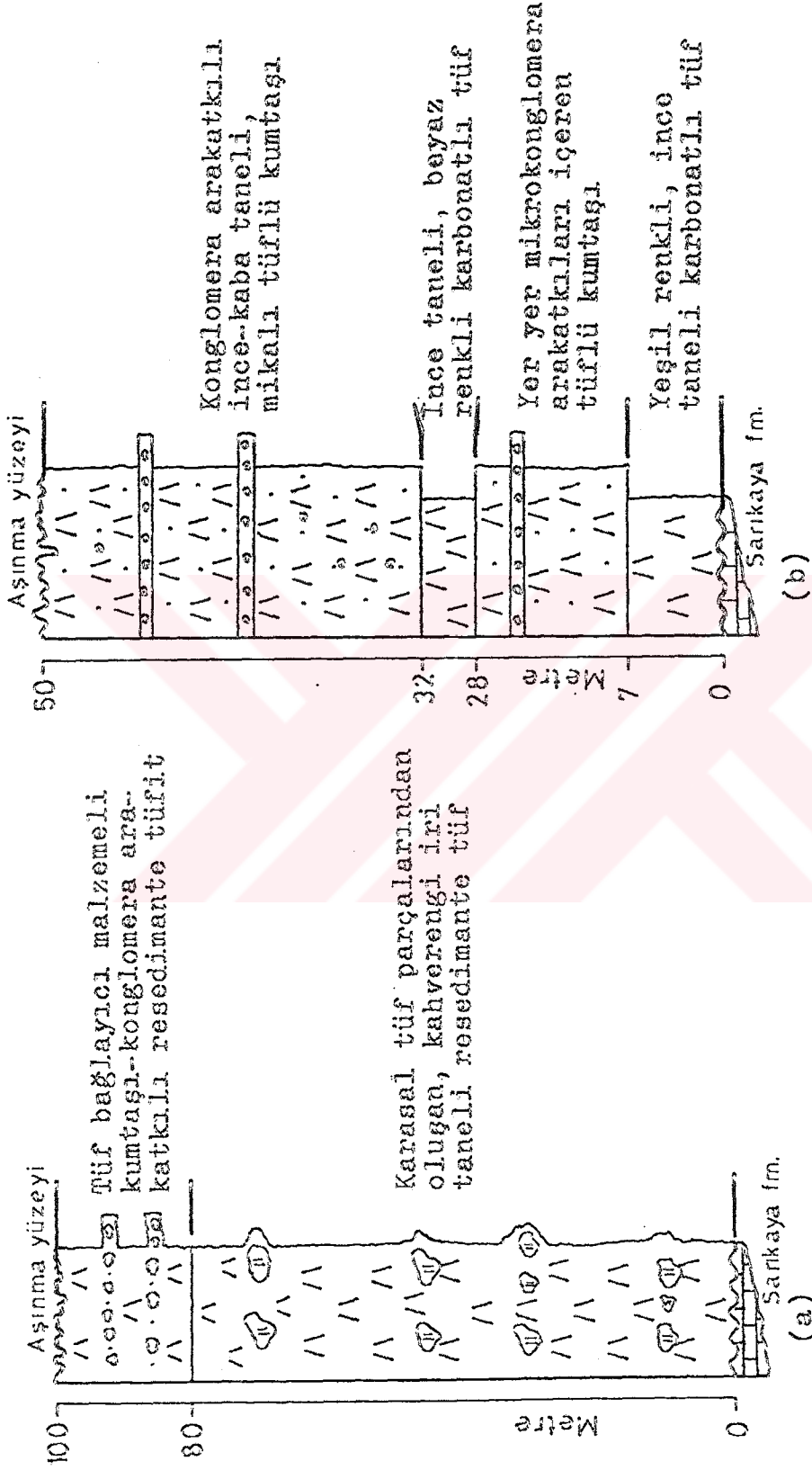
#### 2.1.6.b. tip kesit, yeri ve kalınlık

İnceleme alanında kalınlık ölçümüne elverişli yerler sınırlıdır. Yüzlek birim olması ve alt dokunağının uyumsuzlukla belirlenmesi nedeniyle kalınlığı kesin olarak saptanamamıştır. Bununla birlikte, basenin doğu kesiminde tip kesit yeri olarak Çörez mahallesi güneyindeki Bey tepe seçilmiş ve 100 m görünür kalınlık ölçülmüştür (Şekil 20a). Etibank tarafından açılan A/68 sondajında birimin kalınlığının 170 m'ye kadar çıktığı görülmüştür. Diğer bir deyişle, birimin kalınlığı bu bölgede güneyden kuzeye, kenarlardan merkezi kesime doğru artmaktadır. Bölgenin batı kesiminde ise kalınlık ölçümü Sivri tepede (5774) yapılmış ve 50 m görünür kalınlık bulunmuştur (Şekil 2.20b).

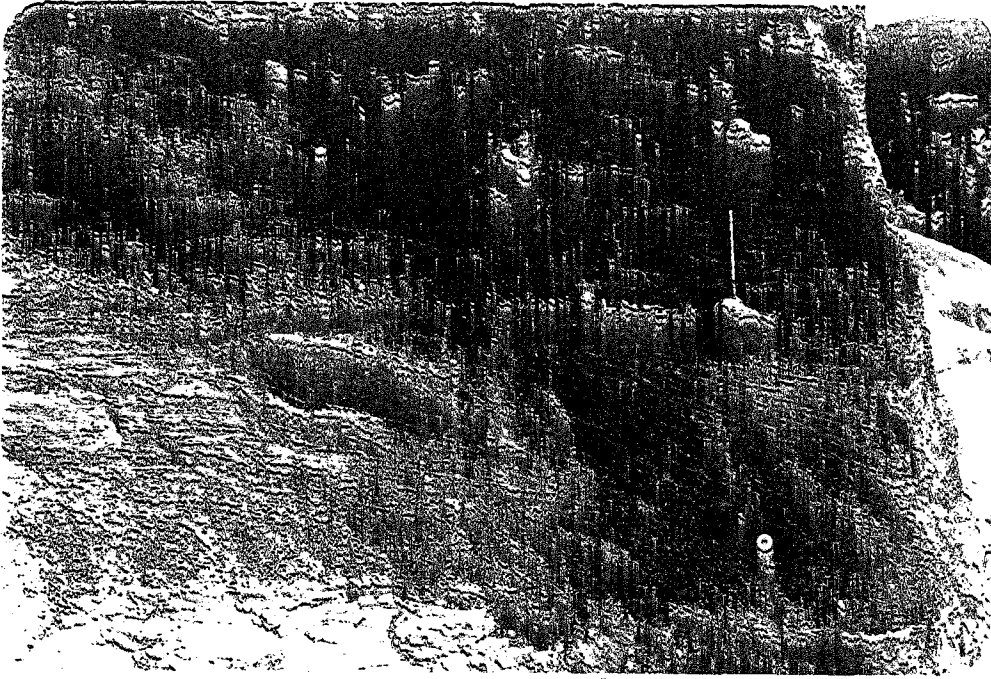
#### 2.1.6.c. kayaç türü, yanıl değişim ve alt/üst sınırlar

Bölgenin doğu kesiminde Bey tepede gerçekleştirilen dikme kesitten (Bkz. Şekil 2.20a) görüldüğü gibi, birim bütünüyle Karaören formasyonu karasal tüflerine ait silt-kum boyunda parçalardan oluşmaktadır. Üst seviyelerinde ise tüflü bağlayıcı malzemede Sarıkaya formasyonunun kireçtaşı ve çörtlerle temsil edilen çakıllarının miktarı ve tane boyu (2-10 cm) artmaktadır. Ayrıca, dikey tane boylanması ve kama şekilli çapraz tabakalanmalar yaygın olarak izlenmektedir (Şekil 2.21).

Batı kesimindeki resedimente oluşumlar, mikrokonglomera ve breş arakatıkları içeren ince-kaba taneli tuf ile tüflü kumtaşlarından oluşmaktadır (Bkz. Şekil 2.20b). Tüflerde görsel ve karasal fasiyese ait pomza ve mineraller (dumanlı kuvars, biyotit) gözlenmektedir. Kırıntılı kayaların bileşenlerini kristalize kireçtaşı, çört ve volkanik kayaç parçacıkları oluşturmakta ve tane boyları 10



Şekil 2.20 ; Fetiye formasyonunun tip kesitleri a) Bey tepe (güneydoğu kesimi), b) Sivri tepe (batı kesimi).



Şekil 2.21 : Resedimante tüflerde dikey tane boy-  
lanması ve çapraz tabakalanmalar  
(Bey tepe).

cm'yi bulmaktadır. Temel ve volkanik kayaların etekle-  
rinde ise bu bileşenlerin tane boyu 50 cm'ye kadar ulaş-  
maktadır.

Birim bölgenin güneydoğu kesiminde Sarıkaya ve Karaören  
formasyonları, batı kesiminde Temel kristalize kireçta-  
şı ve Sarıkaya formasyonu üzerine açısız uyumsuzlukla  
gelmektedir. Formasyonun üst sınırı batı kesiminde aşın-  
ma yüzeyine karşılık gelmekte, buna karşın güneydoğu ke-  
siminde Kuvaterner oluşukları ile sınırlandırılmaktadır.

#### 2.1.6.d. fosil topluluğu ve yaş

Birim içerisinde yaş verilebilecek fosile rastlanılmamaş-  
tır. Özellikle Domuz sırtında resedimante tüfitler içe-  
risinde bol miktarda bazalt çakıllarının gözlenmesi, bu  
formasyonun Türkmendağı bazaltından daha genç olduğunu,  
diğer birimlerle olan stratigrafik ilişkileri de gözönü-  
ne alındığında Pliyosen yaşında olabileceğini düşündür-  
mektedir. Birim, Sunder'e (1980) göre Kuvaterner, Gök

vd.'ne (1980) göre Pliyosen yaşlıdır.

#### 2.1.6.e. karşılaştırma ve yorum

Birim, Gök vd.'nin (1980) tanımladığı Kirka ve Kocaalan formasyonlarına litolojik açıdan benzerdir.

Formasyonun sedimentolojik özellikleri dikkate alındığında bu kaba kırıntılı malzemenin yüksek enerjili akarsuyla taşınmış olabileceğini düşündürmektedir. Güneydoğu kesiminde güneyden kuzeye doğru kırıntılı malzemenin tane boyunun incelenmesi ve kalınlığının havzanın merkezi kesiminde maksimum düzeye ulaştıktan sonra tekrar azalması, taşınmanın bu yönde olduğuna işaret etmektedir. Batı kesiminde ise etkin taşınmanın kuzeyden gerçekleştiğini göstermektedir. Yukarıdaki gözlemlerin ışığında, birimin paleogölün kurumasına yakın veya kuruduktan sonraki dönemlerde akarsu fasiyesinde çöktüldüğünü düşündürmektedir.

#### 2.1.7. Kuvaterner oluşukları (Qal)

Birim, Kirka'nın batısında ve Kümbetözü dere vadisindeki alüvyonlarla temsil edilmekte, köşeli çakıl, kum, silt ve kil boyundaki, kötü boylanmış pekişmemiş sedimanlardan oluşmaktadır. Daha yaşlı birimlerin malzemesinden kaynaklanan alüvyonlar, diğer birimler üzerinde yatay konumda yer almakta ve kalınlığı Kirka ovasında 20 m'yi geçmektedir.

#### 2.2. Tektonik

İnceleme alanının yapısal jeolojisi genellikle sade olup kapalı bir havzaya özgü tektonik yapılar sunmaktadır. Bu tektonik yapıyı, kıvrımlar, faylar, çatlak sistemleri ve uyumsuzluklar (diskordanslar) olmak üzere dört ana öge oluşturmaktadır. Tabaka konumları, kıvrım kanatlarında bile 20°'yi aşmamakta ve 5-20° arasında değişmektedir. Faylara bağlı olarak tabaka konumlarının sık sık

değiştirdiği, ancak doğrultularının kabaca sedimantasyon havzasının KB-GD uzanımına paralel olduğu gözlenmiştir.

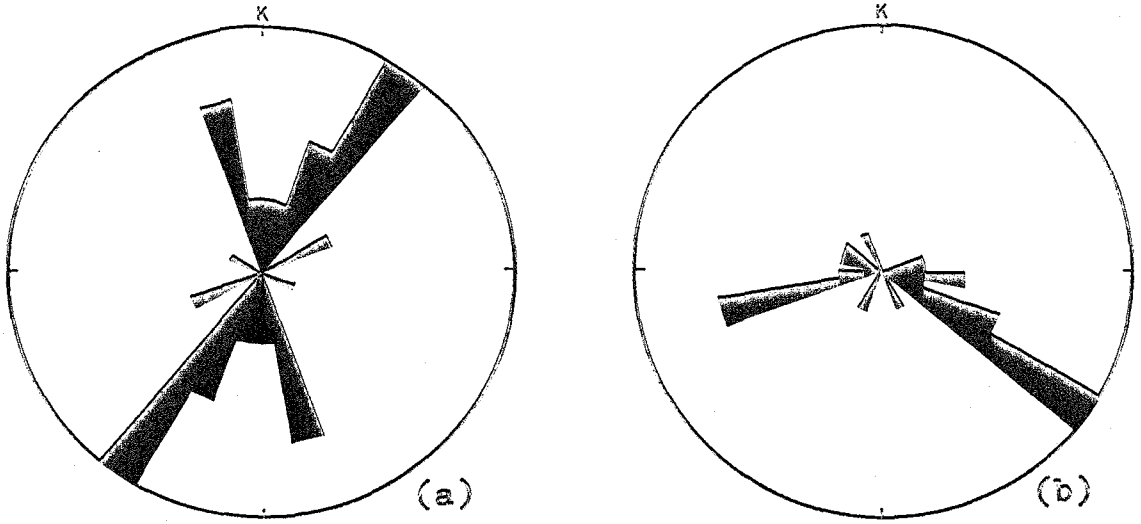
### 2.2.1. Kıvrımlar

İnceleme alanında belirlenen kıvrımların (antiklinal ve senklinal) eksenleri kuzeybatı-güneydoğu doğrultusuna sahiptir. Basenin merkezi kesimine doğru açıldıklarından kıvrımların dalım yönleri belirlenememiştir. Diğer bir ifadeyle, antiklinaller kemer, senklinaler tekne biçiminde simetrik bir yapı meydana getirmektedir. Genellikle antiklinallerin çekirdeğini Karaören formasyonu tüfleri, senklinalerinkini ise Sarıkaya formasyonu kireçtaşları oluşturmaktadır (Ek 1).

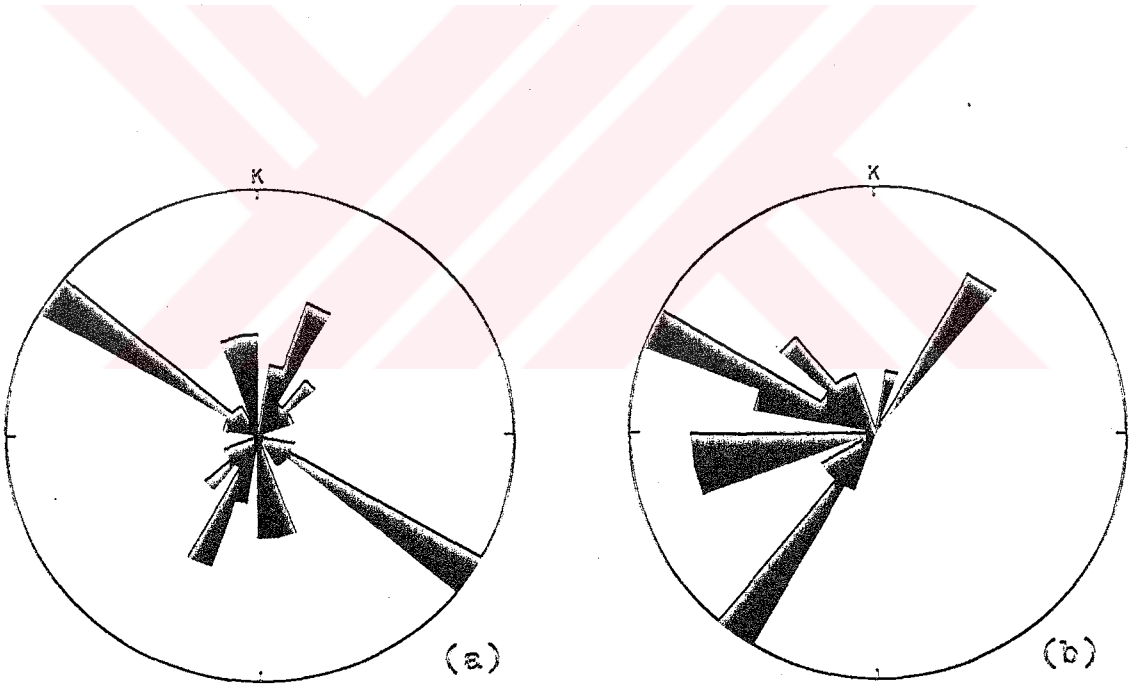
### 2.2.2. Faylar

İnceleme alanının önemli bir bölümünde KB-GD uzanımlı eğim atımlı normal faylar gözlenmekte ve bu faylarda 'basamaklı fay' sistemini oluşturmaktadır (Ek 1). Bu faylar çökelme ortamına yapısal bir basen özelliği kazandırdığı gibi, büyük bir bölümünün de sedimantasyon süresince sinsedimanter faylar olarak işlevlerini sürdürdükleri arazi gözlemlerinden anlaşılmaktadır. Örneğin, boratların (Sarıkaya formasyonu) kalınlığının yatağın merkezi kesiminde diğer yörelere göre fazla oluşu bu mekanizma ile açıklanabilmektedir.

Sarıkaya formasyonunda ölçülen sinsedimanter fayların güi diyagramlarındaki dağılımları (Şekil 2.22), bunlarda egemen doğrultunun KB-GD yönünde olduğu biçimindedir. Eğim yönleri ise genellikle GD'ya olup eğim değerleri 70-90° arasında değişmektedir. Karaören formasyonundaki ölçümler az almakla birlikte aynı özellikler gözlenmektedir. Bu belirlemeler, bölge deformasyonunda etkin olan düşey yönlü bloklaşma hareketlerinin sedimantasyonla çağdaş yürüdüklerine işaret etmektedir.



Şekil 2.22 : Sarıkaya formasyonu sinesedimanter faylarının gül diyagramları a) doğrultu yönü, b) eğim yönü.



Şekil 2.23 : Karaören formasyonu çatlak sistemlerinin gül diyagramları a) doğrultu yönü, b) eğim yönü.

### 2.2.3. Çatlak sistemleri

Havzadaki sedimanter birimleri oluşturan kayalarda çatlak sistemleri özellikle Karaören formasyonu tüflerinde iyi gelişmiştir. Bu birime ait çatlakların ölçümünden elde edilen değerlerin dağılımları Şekil 2.23'teki gül diyagramında gösterilmiştir. Bunların doğrultuları KB-GD, eğimleri batı yönünde yoğunlaşmaktadır. Eğim açıları da  $60-90^{\circ}$  arasındadır. Sarıkaya formasyonundaki çatlakların doğrultuları genellikle D-B, eğimleri ise batıya olup eğim değerleri  $65-90^{\circ}$  arasındadır. Çatlakların doğrultu ve eğim yönleri, fay ve kıvrımlarınki ile uyum göstermemektedir. Bu durum, çatlakların gerilme tektoniğine bağlı olarak kıvrım kanatlarında geliştiğini düşündürmektedir.

### 2.2.4. Uyumsuzluklar

Çalışma alanında; uyumsuz seri, açısal uyumsuzluk ve lakünlü seriler şeklinde değerlendirilen üç tür uyumsuzluk belirlenmiştir :

a- İdrisyayla volkanitleri ve Türkmendağı bazaltının, Temel kayaları, Karaören ve Sarıkaya formasyonları ile olan dokunakları 'uyumsuz seri' niteliğindedir. Temel kayaları ile İdrisyayla volkanitleri arasında 'hiyatüs' olarak tanımlanan ve aşınmaya karşılık gelen bir zaman boşluğu bulunmaktadır.

b- Karaören ile Sarıkaya formasyonlarının Fetiye formasyonu ve Kuvaterner oluşukları arasındaki dokunak belirgin bir biçimde açısal diskordansla belirlenmektedir.

c- Neojen yaşlı sedimanter birimler (Karaören ve Sarıkaya formasyonları) ile paleogölün taban morfolojisini oluşturan Temel kayaları ve İdrisyayla volkanitleri arasındaki uyumsuzluk 'lakünlü seri' biçiminde değerlendirilmiştir. Bu tip uyumsuzluk, paleogölün yer değiştirmesi, diğer bir ifadeyle aşmalı sedimantasyon sonucunda ortaya çıkmıştır.



### 2.2.5. Tartışmalar ve genelleme

İnceleme alanında birlikte gözlenen yapılardan eğim atımlı normal faylar, KD-GB doğrultulu bir gerilme; buna karşın kıvrımlar da yine aynı doğrultulu bir sıkışma tektoniği sonucunda oluşmuşlardır. Farklı oluşum mekanizmalarını gerektiren bu yapıların zaman sırası tam olarak bilinmemektedir. Bununla birlikte, kayalık birimlerindeki sinedimenter faylar, bölgenin başlangıçta bir gerilme, çökelmenin son evrelerinde ise sıkışma tektoniğinin etkisinde kaldığına işaret etmektedir.

Bölgede saptanmış faylardan bir kısmı, Yalçın vd.'nin (1985) Emet baseninde de belirttiği gibi, özellikle boratların yayılımını sınırlayanlar havza tektoniğinin bir gereği olarak, kıvrılma sırasında ortaya çıkan ara gerilme bölgelerinde oluşan ve kıvrılma ile eşzamanlı genç normal faylar niteliğindedir. Zayıf düzlemlerde ortaya çıkan çamsı boraks oluşumlarının yatay konumdaki tabakalı boraksları keser durumda bulunması, bu görüşün geçerliliğini artırmaktadır. Diğer bir deyişle, inceleme alanındaki faylar, çökelme ile eşzamanlı ve çökelme sonrası faylar olmak üzere iki grupta toplanabilir.

### 3. MİNERALOGİ-PETROGRAFI

İnceleme alanında belirlenen litostratigrafik birimlerin mineralojik-petrografik özellikleri ile bazı önemli minerallerin dikey, yanal ve alansal dağılımları bu bölümde ayrıntılı olarak irdelenmiştir. Bu amaçla, örnekler üzerinde değişik laboratuvar yöntemleri gerçekleştirilmiştir (Çizelge 3.1). Bu yöntemler, optik ve elektron mikroskop ile X-ışınları difraksiyon çalışmalarını içermektedir. Aşağıdaki alt bölümlerde öncelikle bu yöntemler konusunda açıklamalar yapılacak, sonra elde edilen sonuçlar tartışılacaktır.

#### 3.1. İnceleme ve Çözümleme Yöntemleri

Çalışmanın amacı da gözönünde bulundurularak arazide 1-2 kg ağırlığında taze kayaç ve/veya mineral örnekleri alınmış ve laboratuvarında yaklaşık 5 eşit parçaya bölünmüştür. Bunlardan dördü optik (ince kesit) ve elektron mikroskop, X-ışınları ile kimyasal çözümlenmelerde kullanılmıştır. Son parça ise ileride yapılacak clasil bir incelemede kullanılmak için tanık örnek olarak saklanmıştır.

##### 3.1.1. Optik mikroskop incelemeleri (OM)

OM incelemeleri, H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde hazırlanan kayaç ve mineral incekesitleri üzerinde, LEITZ marka mono- ve binoküler, alttan aydınlatmalı polarizan mikroskopunda yapılmıştır.

Bu incelemeler yaygın olarak piroklastikler, karbonat ve silis kayaçları, boratlar ile volkanitler, daha az olarakta metamorfik kayaçlar üzerinde uygulanmıştır. Bu yöntem ile kayaçların dokuları ile onları oluşturan mineraller tanımlanmış ve böylece kayaçların adlandırılmaları mümkün olmuştur. Ayrıca minerallerdeki clasil değişimler incelenerek kökenlerinin açıklanmasında yararlanılmıştır.

Çizelge 3.1 : Kayaç ve mineral örnekleri üzerinde uygulanan laboratuvar yöntemlerinin formasyonlara göre dağılımı.

	OM	SEM	TEM	XRD		
				TK	KF	(060)
Fetiye fm.	11	-	-	20	4	-
Türkmenadağı b.	6	-	-	-	-	-
Sarıkaya fm.	55	6	1	335	113	20
Karaören fm.	94	15	2	306	74	14
İdrisyayla v.	24	-	-	1	-	-
Temel kayaçları	9	-	-	2	-	-
<b>Toplam</b>	<b>199</b>	<b>21</b>	<b>3</b>	<b>664</b>	<b>191</b>	<b>34</b>

### 3.1.2. X-ışınları çözümlenmeleri (XRD)

İnceleme alanında volkanosedimanter istifli oluşturan kayaçların büyük çoğunluğunun ince taneli (submikroskopik) olması, ayrıca elektron mikroskop ve jeokimyasal inceleme yapılacak örneklerin seçiminin kolaylıkla belirlenebilmesi için bu yöntem oldukça sık kullanılmıştır. Bu çözümlenmeler H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde PHILLIPS PW 1140 model X-ışınları difraktometresinde gerçekleştirilmiştir. Tüm kayaç ve mineral fazlarının inceleneyeceği örnekler öncelikle 0,5-1 cm'lik parçalar halinde çekiçle kırılmış ve SIEBTECHNIK marka halkalı değirmende 5-20 sn arasında öğütülmüştür. Bu yöntem sonucunda sedimanter kayaçları ve bunların kil fraksiyonunu oluşturan mineraller tanımlanmış ve yarı nicel yüzdeleri belirlenmiştir. Ayrıca, simektitlerin d(060) yansızaları ölçülerek, bu minerallerin kimyasal bileşimlerindeki değişimler araştırılmıştır.

#### 3.1.2.a. tümkayaç çözümlenmeleri (TK)

Bu yöntemin uygulanması için gerekli X-ışınları toz difraktogramları aşağıdaki aletsel koşullarda elde edilmiştir :

Anot	: Cu (Cu <sub>K</sub> , $\lambda=1.5418$ )
Filtre	: Ni
Gerilim	: 40 kv
Akım	: 18 mA
Gonyometre hızı	: 2°/dak
Kâğıt hızı	: 2.5 cm/dak
Duyarlık	: $1 \cdot 10^3$
Zaman sabiti	: 1 sn
Yarıklar	: 1°-0.1 mm-1°
Kayıt aralığı	: $2\theta = 5-35^\circ$

Tüm kayaç difraktogramları A.S.T.M. (1972) kartotekslerinden yararlanılarak çözümlenmiş ve  $2\theta \pm 0.04^\circ$  hata ile ölçülmüştür. Saptanan minerallerin yarı nicel (semikantitatif) yüzdeleri, pik şiddetlerinden itibaren Gündoğdu (1982) tarafından kütleli absorpsiyon katsayısına bağlı olarak hesaplanan yanıt oranları da gözönünde tutularak bulunmuştur. Bu yöntemdeki bağıl hata araştırmacıya göre killi-karbonatlı kayaçlarda % 14.56, tüflerde % 21.34'tür. Stronsiyanın yarı nicel yüzdesi ise kimyasal çözümleme sonuçları ile pik şiddetleri birlikte değerlendirilerek elde edilen yanıt oranı ( $0.80 \pm 0.20$ ) kullanılarak hesaplanmıştır.

Bu çalışmada 23 örnekte karbonat minerallerinin, ana ve iz element çözümlenmeleri sırasında bulunan yüzdesi, XRD yöntemiyle hesaplanan yüzdeler ile karşılaştırılmıştır (Çizelge 3.2). Bulunan değerler, aradaki farkın yukarıda verilen hata sınırlarının da altında olduğunu göstermiştir. Bu sonuç, Gündoğdu'nun (1982) yönteminin kullanılabilir olduğunu ortaya koymaktadır. Daha önce değişik araştırmacılar (Gündoğdu, 1982; Yalçın, 1984; Temel, 1987) tarafından da kullanılan bu yöntem ile sağlıklı sonuçlara ulaşılmıştır. Özellikle düşük yanıt oranlarına sahip minerallerde ve bu minerallerden oluşan karışımlarda yöntemin güvenilir olduğu düşünülmektedir.

Çizelge 3.2 : Sarıkaya formasyonu killi-karbonatlı kayalarda, karbonat minerallerinin XRD-TK ve kimyasal çözümleme ile bulunan yüzdelerinin karşılaştırılması.

<u>Örnek No</u>	<u>XRD-TK</u>	<u>Kimyasal Çözme</u>	<u>Fark. (%)</u>
KK -87	100	99.99	+ 0.01
KK -88	100	95.63	+ 4.37
KS-231	100	96.88	+ 3.12
KS-233	100	94.46	+ 5.54
KS-236	54	64.59	- 10.59
KS-238	73	84.90	- 11.90
KS-242	82	94.42	- 12.42
KS-243	61	68.53	- 7.53
KS-244	100	99.83	+ 0.17
KS-245	100	96.39	+ 3.61
KS-455	100	99.26	+ 0.74
KS-456	50	61.12	- 11.12
KS-458	47	54.58	- 7.58
KS-461	65	77.94	- 12.94
KS-462	100	96.32	+ 3.68
KS-464	71	84.55	- 13.55
KS-466	61	71.32	- 10.32
KS-467	55	68.94	- 13.94
KS-472	59	72.87	- 13.87
KS-473	42	45.49	- 3.49
KS-474	74	86.67	- 12.67
KS-475	100	97.77	+ 2.23
KS-476	43	29.44	+ 13.56

### 3.1.2.b. kil fraksiyonu ayrımı ve çözümlenmeleri (KF)

Sedimanter kayalardaki kil minerallerinin (tane boyu 2 mikrondan küçük), kayacı oluşturan diğer minerallerden ayrımında, hazırlanmasında ve difraktogram kayıtında H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kil Ayırma Laboratuvarı'nda Gündoğdu ve Yılmaz (1983) tarafından geliştirilen yöntem uygulanmıştır. Kil fraksiyonu ayrımı, ana hatları

ile kimyasal çözüme (karbonat, sülfat gibi mineral fazları ile organik maddenin atılması), santrifüjleme-dekantasyon-yıkama (kararlı süspansiyon elde edilmesi) ve sedimentasyon-sifonlama-santrifüjleme (kil fraksiyonunun kazanılması) işlemlerinden oluşmaktadır.

Kil minerallerinin XRD'de çözümlenmeleri, bunların (001) yansımalarına göre yönlendirilmiş plaketteerden aynı kâğıt üzerine yapılan kayıtlar (normal, fırınlı, etilen glikollü, hidrazinli) yardımıyla gerçekleştirilmiştir. Saptanan kil minerallerinin yarı nicel yüzdeleri, pik şiddetlerinden itibaren 10 üzerinden hesaplanmış, sonra elde edilen değerler % 100'e dönüştürülmüştür. Kayıtlar sırasındaki aletsel koşullar, kâğıt hızı (2 cm/dak), duyarlık ( $4 \cdot 10^2$ ) ve zaman sabiti (4 sn) dışında, TK çözümlenmelerindeki gibidir.

### 3.1.2.c. simektitlerin oktaedrik bileşiminin saptanması

Tetrahedral-oktahedral-tetrahedral yapısındaki simektit türü kil mineralleri, oktaedrik boşluklardaki katyonların sayısına bağlı olarak di- ve trioktaedrik olmak üzere iki gruba ayrılmaktadır (Brown, 1961; Caillière et Hélin, 1963; Grim, 1968; Weaver and Pollard, 1973). Di-oktaedrik simektitlerde (montmorillonit, baydelit) oktaedrik boşluklar iki tane üç değerlikli katyon ( $Al^{+3}$ ,  $Fe^{+3}$ ) tarafından işgal edilmiştir. Montmorillonit-baydelit ayrımında ise tetraedrik Si-Al süstitüsüyonu önemli olmaktadır. Trioktaedrik simektitlerde (stevensit, saponit, hektorit) üç tane iki değerlikli katyon ( $Mg^{+2}$ ,  $Fe^{+2}$ ) bulunmaktadır. Stevensit-saponit ayrımında tetraedrik Si-Al, stevensit-hektorit ayrımında ise oktaedrik Mg-Li süstitüsüyonu ölçüt alınmaktadır.

Yukarıdaki temel bilgilerin ışığında, inceleme alanında yaygın olarak bulunan simektitlerin kimyasal analizlerini yapmadan önce, bunların hangi gruba ait olduklarını belirlemek için, kristalografik b-parametresinin uzunluğu X-ışınları difraktometresinde ölçülmüştür. Bilindiği

gibi simektitlerde kimyasal bileşim değişikliğine bağlı olarak b-parametresinin değeri (uzunluk) de değişmektedir. Bu değer, dioktaedrik simektitlerde  $d(060) = 1.49-1.50 \text{ \AA}$  (teorik  $1.50 \text{ \AA}$ ), trioktaedrik olanlarda  $d(060) = 1.52-1.53 \text{ \AA}$  (teorik  $1.54 \text{ \AA}$ ) arasında değişmektedir. Bu ölçüm, (060) yansıması üzerinde silisyumun (331) piki ( $2\theta = 56.17^\circ$ ) referans alınarak gerçekleştirilmiştir. Bu yöntemin uygulanmasındaki aletsel koşullar da TK çözümlenmelerinde olduğu gibidir. Yalnız yarıklar için  $4^\circ - 0.2 \text{ mm} - 4^\circ$  dizilimi kullanılmış, gonyometre hızı  $= 0.5^\circ/\text{dak}$  olarak ayarlanmıştır. Kayıt aralığı  $59-63^\circ$  arasında olup  $2\theta$  değerleri  $\pm 0.01^\circ$  hata ile ölçülmüştür.

### 3.1.3. Taramalı elektron mikroskop incelemeleri (SEM)

Bu incelemeler, Strasbourg Jeoloji Enstitüsü'nde (Fransa) JEOL JSM-840 tip, 40.000 büyütmeli mikroskopta (Scanning Electron Microscope)  $0.5 \text{ cm}^3$ 'lük kayaç örneğinin engebeli doğal yüzeyi altınla kaplanarak gerçekleştirilmiştir. Bu yöntem, tüflerdeki submikroskopik zeolit, kil, feldispat; karbonatlı ve silisli kayaçlardaki ana minerallerin şekil, biçim ve boyut gibi morfolojik özelliklerini, olası mineral dönüşümlerini ve diğer bileşenlerle olan dokusal ilişkilerini belirlemek, sonuçta bu minerallerin oluşumlarına ve diyajenetik evrimlerine açıklık getirmek amacıyla yapılmıştır.

### 3.1.4. Geçirimli elektron mikroskop incelemeleri (TEM)

TEM incelemeleri, Strasbourg Jeoloji Enstitüsü'nde PHILLIPS EM-300 tip, 570.000 büyütmeli mikroskopta (Transmission Electron Microscope) yapılmıştır. Bu yöntem sonucunda kil partiküllerinin tek tane morfolojisi belirlenmiş ve elektron mikrodifraksiyonları ile de kristallerin birim hücresi dolayısıyla atom düzlemleri çözümlenerek kesin olarak tanınmaları sağlanmıştır. İzlenen yöntemin uygulanmasında öncelikle dispersiyon ile toz halindeki kil partiküllerinin su içerisinde birbir-

lerinden ayrılımları mümkün olmuştur. Sonra cam lamel üzerindeki bölümlenmeli mikrogrid üzerine bu süspansiyon damlatılarak incelemeye hazır hale getirilmiştir.

### 3.2. İnceleme ve Çözümleme Sonuçları

Bu alt bölümde, litostratigrafik birimlerin yukarıda açıklanan yöntemlerle saptanan mineralojik-petrografik özellikleri açıklanacak ve elde edilen sonuçlar tartışılacaktır.

#### 3.2.1. Temel kayalar

##### 3.2.1.a. optik mikroskop incelemeleri

Temel kayalar üzerinde yapılan OM incelemeleri sonucunda kloritoidişist, metakumtaşı ve karbonat kayalarının (sparit ve biyosparit) varlığı saptanmıştır.

Şistler, porfiro-lepidoblastik dokuya ve iyi gelişmiş bir yönleneğe sahiptir. Mavimsi yeşil renkli, basit ve polisentetik ikizlenmeli, levhamsı porfiroblastlar biçimindeki kloritoidler, kayacı oluşturan en tipik mineraldir. Yeşil renkli, yapraksı Fe-klorit ile hafif sarı renkli, çubuksal pistazitler agregatlar oluşturmaktadır. Levhamsı mika mineralleri (serisit/muskovit ve çok az biyotit) kayapta bol bulunan diğer koyu renkli minerallerdir. Ksenoblastik küçük taneler halinde kuvars ve albite de rastlanılmaktadır. Zirkon, titanit ve opak mineraller ise tali bileşenleri temsil etmektedir. Dokusal özellikleri ve mineralojik bileşimi açıklanan bu kayalar, epidot-mika-klorit-kloritoidişist olarak adlandırılmıştır. Bu metamorfik kayalar, Winkler'e (1979) göre yeşil şist fasiyesinin düşük dereceli metamorfizma koşullarına işaret eden mineral parajenezlerine sahip olduğu görülmektedir.

İnceleme alanında yer yer gözlenen metakumtaşları, porfiroblastik dokuya ve zayıf şistoziteye sahiptir. Ka-



yaçta kuvars ve plajiyoklaz porfiroblastları, muskovit ile daha az gözlenen biyotit yönlenmeyi oluşturmaktadır. Kıvrıntılı görünümün bütünüyle kaybolduğu bu kayalarda kalsit dışında opak minerallere de rastlanılmaktadır.

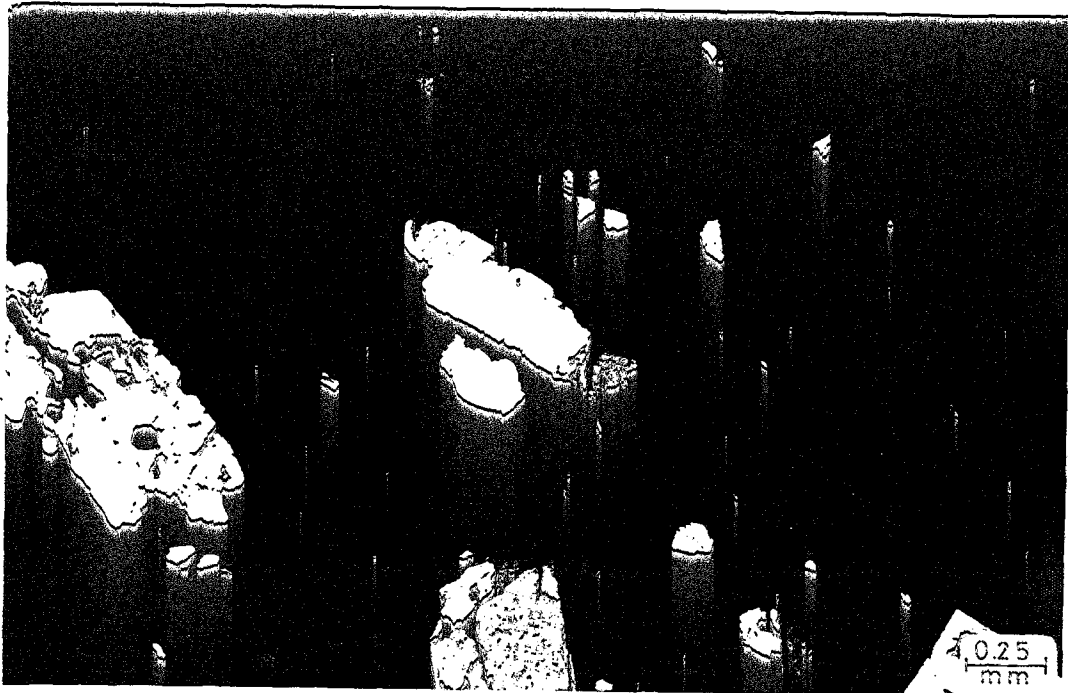
Temel kayalara ait Permiyen yaşlı karbonat kayaları sparitik bünyelidir. Yer yer de mermerleşmeye işaret eden granoblastik doku göstermektedir. Eosen yaşlı kireçtaşları ise dokusal açıdan biyosparit olarak tanımlanmıştır.

### 3.2.2. İdrisyayla volkanitleri

#### 3.2.2.a. optik mikroskop incelemeleri

Birimi oluşturan volkanik kayalardan (andezit, riyolit, riyolitik breş) andezit, genellikle hiyalopilitik, yer yer de vitrofirik dokuya sahiptir. Hamur, volkanik cam ve plajiyoklaz mikrolitlerinden oluşmaktadır. Volkanik camın bazen yeniden kristalleşmesi (devitrifikasyon) sonucu aşınasal-sferülitik ikincil kuvars/kalsedonlar gelişmiştir (Şekil 3.1). Açık renkli bileşenlerden plajiyoklaz, kuvars ve sanidin, koyu renkli bileşenlerden hornblend, biyotit ve ojit kayacın bileşimine katılan ve diğer minerallerle birlikte yer yer glomeroporfirik dokuyu oluşturan fenokristallerdir. Kayaçta tali bileşen olarak zirkon, apatit ve opak mineraller de bulunmaktadır.

Belirlenen minerallerden plajiyoklaz, özşekilli-yarı özşekilli, polisentetik ikizlenmeli, zonlu dokulu bazı kayalarda yer yer killeştiği de gözlenmiştir. Fenokristallerinde anortit içeriği % 42-48 (andezin) arasında değişmektedir. Plajiyoklazdan sonra en bol bulunan mineral; yeşil-kahverengi, özşekilli ve çubuksal hornblenddir. Bu mineral çoğunlukla opaklaşma ve kloritleşme göstermekte ve kuvars, biyotit, plajiyoklaz ve opak mineral kapanımları içermektedir. Açık renkli bileşenlerden kuvars, yarı özşekilli ve kemirilmiş durumdadır. Sanidin,



Şekil 3.1 : Andezitlerin genel görünümü ve hamurunda gözlenen devitrifikasyon (Çift nikol).

genellikle özşekilli ve karlzbad ikizlenmelidir. Kuvars ve sanidin bazı kayaçların incekesitlerinde gözlenmemiştir. Levhamsı biyotit, kahverengi-kırmızı renkte olup yer yer opaklaşma ve kloritleşme göstermektedir. Diğer koyu renkli minerallerden ojite bazı kayaçlarda özşekilli küçük taneler halinde rastlanılmaktadır. Prizmatik ve basit ikizlenmeli ojitlerde yer yer kloritleşme ve uralitleşme gözlenmektedir.

Yukarıda dokusal ve mineralojik özellikleri belirtilen bu volkanik kayaçlar, modal çözümlenme sonuçlarına (Kuvars = % 0-20, Alkali Feldispat = % 0-15, Plajiyoklaz = 70-95) ve Streckeisen (1967, 1979) sınıflamalarına göre genellikle andezit, yer yer de kuvars-andezit ve latit-andezit türünde bulunmaktadır.

İnceleme alanında gözlenen diğer volkanik kayaçlardan riyolit, genellikle vitrofirik, afanitik, yer yer de hipokristalin-porfirik ve plajiyoklaz mikrolitlerinin oluşturduğu akma dokusuna sahiptir. Çoğunlukla volkanik camdan çok az da kuvars ve feldispat mikrolitlerinden

oluşan hamurun devitrifikasyonu sonucu ikincil silisleşmeler gelişmiştir. Kuvars, sanidin ve plajiyoklaz kayacı oluşturan başlıca fenokristallerdir. Çoğunlukla opaklaşmış durumdaki kahverengi biyotit ve hornblende bazı kayaçlarda az miktarda rastlanılmıştır. Kayacın hamurunda bazen önemli miktarlarda opak minerallerin de bulunduğu gözlenmiştir.

Breşler ise bütünüyle riyolitik bileşenli köşeli volkanik çakıllardan oluşmaktadır. Bileşenler arasındaki boşluklar/gözenekler yer yer karbonat ile doldurulmuştur.

### 3.2.3. Karaören formasyonu

#### 3.2.3.a. optik mikroskop incelemeleri

Karasal ve gölsel fasiyes : Her iki fasiyesteki piroklastik kayaçlar, vitroklastik-porfirik dokuya sahiptir.

Plajiyoklaz, kuvars, sanidin, biyotit ve nadiren de hornblend pirojenik mineralleri temsil eden fenokristallerdir. Kayacın hamurunu ise toz boyutundaki (1/16 mm'den küçük; Schmid, 1981) volkanik cam kıymıkları ile pomzalar ve feldispat mikrolitleri oluşturmaktadır.

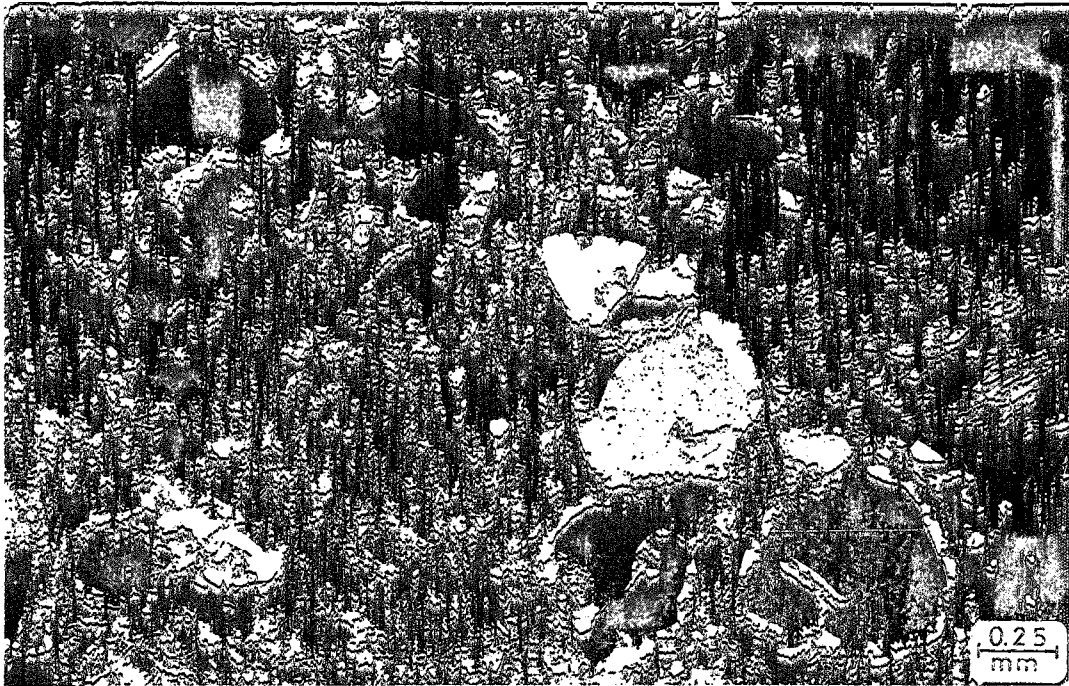
Polisentetik ikizlenme gösteren, zonlu dokuya sahip plajiyoklaz fenokristallerinin büyük çoğunluğu kırılmış-parçalanmış durumdadır. Plajiyoklazlar andezin bileşiminde olup anortit içerikleri % 35-45 arasında değişmektedir. Kayaçta alkali feldispatlar, özşekilli sanidin ile temsil edilir ve yer yer karlıbad ikizlenmesi gösterir. Kuvars, özşekilli-yarı özşekilli ve çoğunlukla kemirilmiş durumdadır. Levhalar biçimindeki kahverengi biyotit, örneklerde en fazla bulunan koyu renkli mineraldir. Biyotitlerde opaklaşma ve kloritleşme gibi bozunmalar gözlenmişse de oldukça tazedirler. Sanidin ve kuvars miktarı kayaçtan kayaca değişmekle birlikte genellikle plajiyoklazlardan azdır. Kristal/bağlayıcı malzeme oranı da basenin farklı kesimlerine göre değişmektedir.

dir. Piroklastik kayaçların adlandırılmaları için modal çözümlenmeler yapılmış ve Schmid'in (1981) sınıflamasına uygulanmıştır. Gerek karasal tüfler, gerekse basenin güney ve orta kesimlerindeki gölsel tüfler 'camsı kül tuf', kuzeyindekiler (Güllüdere batısı) 'kristal kül tuf' olarak adlandırılmıştır. Tüfler tanınabilen bileşenlerine ve modal çözümlenmelere (Kuars = % 25-40, Alkali Feldispat = % 20-35, Plajiyoklaz = % 30-60) göre geniş anlamda 'riyolit', dar anlamda 'riyolit-riyodasit' bileşimindedir (Streckeisen, 1967, 1979).

Gölsel fasiyes : Bu fasiyesteki piroklastik kayaçalarda, yukarıdakilere ek olarak aşağıdaki özellikler de gözlenmiştir. Ayrıca, yine bu fasiyese özgü kırıntılı ve karbonat kayaçlarının da dokusal-mineralojik özellikleri bu kısımda açıklanmıştır.

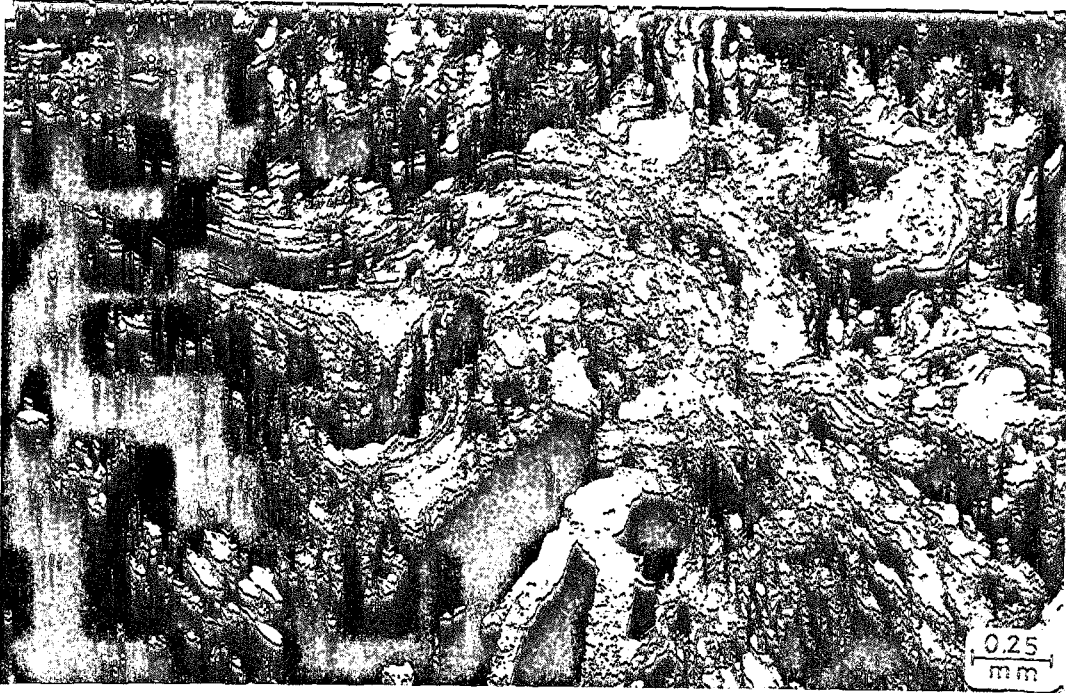
Camsı kül tüflerinde, ince uzun lifsi dokudaki, yer yer bükülmüş gözenekli pomza kıymıkları bol miktarda bulunmaktadır. Lekeli kahverengi-siyah bağlayıcı malzemede ve pomzalarda killeşme-opaklaşma ve otijenik silis oluşumları (Kuars/kalsedon) gelişmiştir. Ayrıca, pirojenik kuvarslarda çözünme-yeniden kristallenme ve/veya kenarlarından itibaren mikrokristalin büyüme ve yığışım-lar biçiminde silis neoformasyonlarına da sık sık rastlanılmaktadır (Şekil 3.2). Zeolitli tüflerde ise hamurda ve pomzalarda lifler boyunca beyaz-gri girişim rengine sahip parlak küçük noktacık-yıldızcıklar şeklindeki oluşumların otijenik zeolit ve K-feldispattan ileri geldiği belirlenmiştir. X-ışınları ve elektron mikroskop incelemeleri bu görüşü doğrulamaktadır. Kristal kül tüflerinde de bu neoformasyon sırasında pomzaların lifsi dokusunun korunduğu gözlenmiştir.

Basenin Temel/tabana kayaçlarına yakın kesimlerindeki volkanosedimanter kayaçalarda bol miktarda kayaç parçacıkları bulunmaktadır. Bu kayaçalardaki epiklastik bileşenleri, çoğunlukla İdrisyayla volkanitlerine ait andezit ve riyolit parçaları ile Temel kayaçlarının metamorfikleri



Şekil 3.2 : Camsı kül tüflerinde volkanik camda gelişen silis neoformasyonu (Çift nikol).

ve kireçtaşları oluşturmaktadır. Muskovit, klorit, epidot, zirkon ve opak mineraller ise detritik mineralleri temsil etmektedir. Epiklastik/piroklastik malzeme oranına ve tane boyuna göre bu piroklastik-epiklastik karışım kayalarına (tüfit) 'tüflü kumtaşı' adı verilmiştir (Schmid, 1981). % 25'den daha az piroklastik malzeme içeren epiklastik sedimanter kayalarda, kuvars-feldspat-kayaç parçacıkları yüzdesine göre 'grovak veya kayaç parçacıklı kumtaşı' olarak adlandırılmıştır (Andel, 1958; Travis, 1970). Tüf ve tüfitlerde gerek bağlayıcı malzeme, gerekse gözeneklerde çökelmiş sparitik karbonat çimentonun oranı önemli miktarlara ulaşmakta, yer yer de volkanik kökenli malzemelerin (cam, pomza ve kristaller) toplam yüzdesini geçmektedir. Bu tür kayalar da 'karbonatlı camsı veya kristal kül tüf' biçiminde tanımlanmıştır. Karbonatlı tüflerde pomzaların ilksel dokularını korudukları ve karbonat minerallerinin de bu dokuya paralel olarak dizildikleri görülmüştür (Şekil 3.3).



Şekil 3.3 : Karbonatlı tüflerde sparitik karbonat çimentosu ve ilksel dokularını korumuş pomzalar (Çift nikel).

Piroklastik kayalarda gözlenen bir başka özellikte, mikrolaminasyon ve mikroderecelenmedir. Mikrolaminasyon, ince ve iri taneli volkanik malzemenin ve/veya karbonatlı seviyelerin ardalanmasından meydana gelmektedir. Kristallerin uzun eksenleri laminasyon düzlemine paraleldir. Mikroderecelenme/mikro dikey tane boylanması, ince ve iri kristallerin basit veya çoklu tekrarlanması ile ortaya çıkmakta ve sulu ortamlarda gelişmiş tüfleri, karasal eşdeğerlerinden ayırtetmede önemli bir ölçütü oluşturmaktadır.

Tüflerle arakatlı yer yer de ardalanmalı karbonat kayalarının OM incelemeleri, kalsitin egemen olduğu kayalarda sparitik (sparit, mikrosparit, dolomitli sparit, çörtlü sparit, oosparit), dolomitin ana mineral olduğu kayalarda ise mikritik (dolomikrit) bünyeli (Folk, 1968) olduklarını göstermiştir. Karbonat kayalarında pirojenik ve detritik mineraller (kuvars, plajiyoklaz, sanidin, biyotit, muskovit, opak mineral) ile bağlayıcı malzeme-

de mikrokristalin kuvars/kalsedon oluşumları da gözlenmektedir. Silisli-karbonatlı kayalarda çörtlü ve karbonatlı seviyeler mikroskopik ölçekte dizilerek mikrolaminasyonu oluşturmaktadır.

Karbonat kayalarında allokemi temsil eden oolitler yer yer pizolit büyüklüğüne (çapı 2 mm'den büyük; Blatt, 1982) ulaşmaktadır. Yuvarlak-küresel biçimindeki oolit-pizolitler, konsantrik iç yapıya sahip olup merkezinde mineral, fosil veya herhangi bir bileşen bulunmamaktadır. Bu gözlemler ile Pray and Estaban'ın (1977) çalışmaları, bu tür oluşumların hipersalin (tuzlu) ortamlarda inorganik olarak oluşabileceğini göstermektedir.

### 3.2.3.b. tük kayaç çözümlenmeleri

Birimin özellikle gölsel fasiyesine ait piroklastik ve karbonat kayalarındaki bileşenlerin yarı nicel yüzdelerini hesaplamak, tüflerin bağlayıcı malzemesinde gözlenen bozunmanın ürünlerini ve dağılımlarını belirlemek amacıyla 306 örnekte (292 örnek gölsel, 14 örnek karasal fasiyes) XRD-TK çözümlenmeleri yapılmıştır (Çizelge 3.3). Elde edilen sonuçlara göre, birimde kalsit, dolomit, kuvars, opal-CT, feldispat (plajiyoklaz ve K-feldispat), kil mineralleri, biyotit, klinoptilolit ve filipsit minerallerinin varlığı saptanmıştır. Bazı istatistiksel parametreleri Çizelge 3.4'de verilen ve birimin egemen minerallerini oluşturan bu bileşenlerden başka, opal-A, hornblend, aragonit ve jips minerallerine de rastlanılmıştır. Bu minerallerden özellikle zeolitlerin varlığı ilk defa bu çalışmada ortaya çıkarılmıştır. Silis minerallerinden opal-A (oldukça düzensiz yapılı, amorfaya yakın) ve opal-CT'nin (düzensiz yapılı  $\alpha$ -kristobalit +  $\alpha$ -tridimit) XRD'deki tanımı Jones and Segnit'e (1971) göre yapılmıştır.

Birimin yanai ve dikey yöndeki mineralojik değişimlerini belirlemek için basenin farklı kesimlerini temsil

Çizelge 3.3 : Karadören formasyonu örneklerinin XRD-TK çözünleme sonuçları.

Örnek No.	Ka	Do	Kü	O-CT	F	Km	Bl	Kl	Örnek No.	Ka	Do	Kü	O-CT	F	Km	Bl
KN-2	71		17	2	5	22	36		KN-167	13	21	3	79	13	58	
3	61		2		7	40			KK-169	13	16	3		5	55	
12	87		6		4	33			171	19	16	5		6	55	
13	(Hornblend)		6		7	38	18		172	43	43	4		14	34	13
17			2	7	33	53	22		173	32		3		6	59	
18			2	11	12	29	52		174	69		3		4	26	
19			3		16	21	71		177	90		19		9	72	
20			3		5	21			KN-178	6	87	2		7		
21			2		10	88			179	6		2		5		
43	25		3		34	63	41	39	KN-180	77		6		17		
44			1		14	60	19		181	61		5		12	37	22
46			41		40				182	52		4		4		
51			17		83		25		183	48		3		5	44	
52			35		40	74	47		184	76		63		37		
53			1	13	12				185	76		22		5	31	
55			5		24				186	81		11		8		
KK-72	24	100	5		18	71	21		187	34		9		10	72	
73	Opal-A		2		29				189	76		16		20		
74	6		5		18				190	81		8		50		
75	27 (Fi=21)		2		29				191	34		1		20		
76	96	4	4		9	66	23		192	100		1		4		
77			2		12	28	26		193	95		4		11		
78			4		15	28	15		194	100		4		19		
79			2		16	39			195	59		4		13		
80			6		9				196	65		2	21	12		
82			77		16				KN-200	8	65	2	6	4	81	24
84			2		9	88			201	100	8	1		4	100	
85			2		10				202	(Opal-A)	100	1		6		
86			2		7				203			1		35	94	5
87			3		36				204			3		7	62	
88			3		26				205	(Kl=26)		5		7	62	
89			25		15				KN-209	(Opal-A)		10		7		
90			38		8				210			3		41	56	
91			16		9				212			3		23	74	
92			2		10				213			4		14	82	
95			2		75				214			3		6	24	
96			2		8				215			3		8	43	
97			16		57				216	67		5		10	71	
98			2		42				217	17		2		33	13	
99			2		87				218			4		5	70	
100			10		80				219			4		8		
101			5		43		31		220	21		3		26	61	
102			14		20				221	89		4		11	39	
103			23		66				222	9		4		11	447	
104			4		19				223	47		3		22	448	
107			4		9	57	26		224	38		4		33	17	46
108			4		5	75	21		225	39		3		6	35	17
KN-120	8		4		13	75			226	61		3		6	30	
123	100		4		73				227			3		6		



Çizelge 3.3 (devam ediyor)

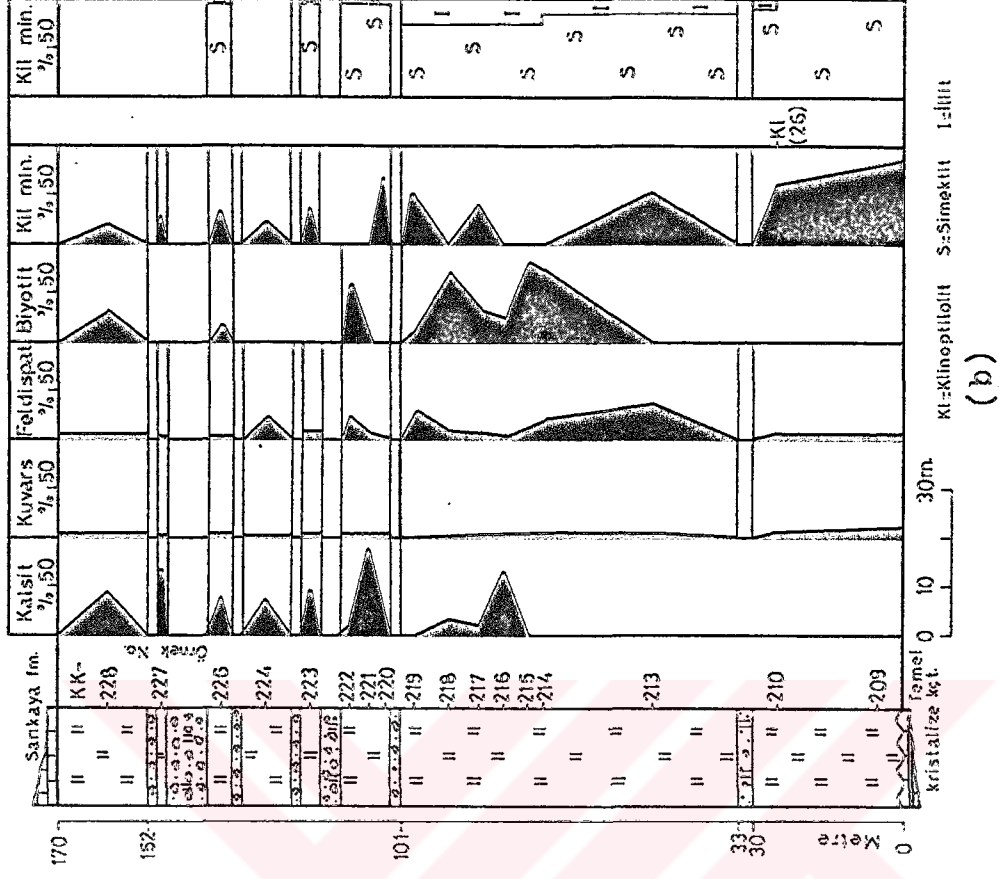
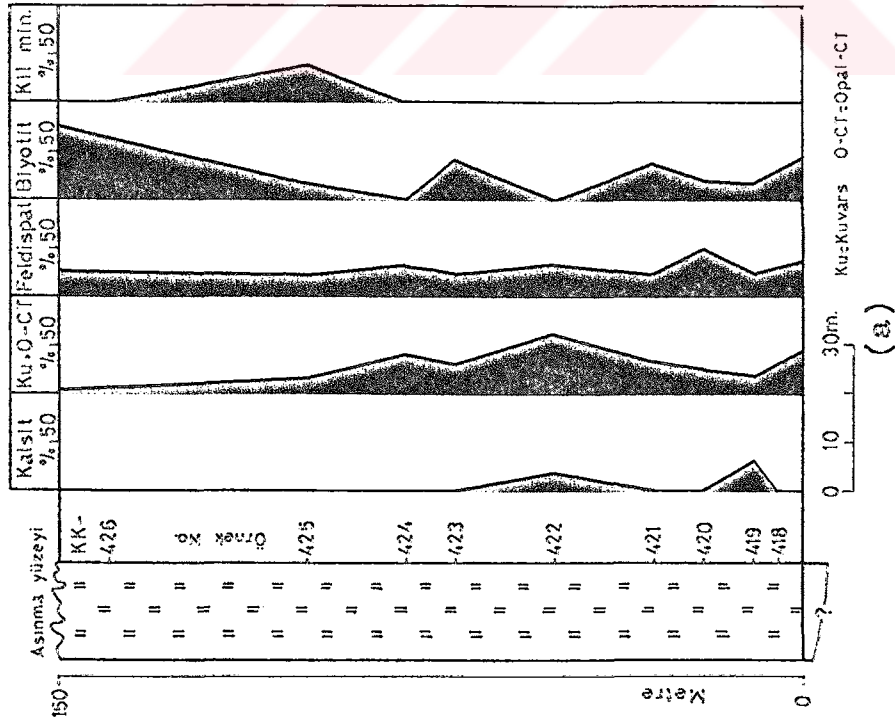
Örnek No	Ka	Ku	O-ÇU	F	Km	Bl.	Kl.	Örnek No	Ka	Ku	O-ÇU	F	Km	Bl.	Kl.
KN-498	100	1		4	72			KK-649		3		6		65	26
499	23	3		3	94			500	50	2	27	7	17	17	47
500	65	2		20	67			KN-551	100	14		18	56	12	
501	10	3		20	67		18	652	99	1					
502	15	3		20	67		40	653	100						
503	50	50		21	14	32	47	654	100						
504	33	21		21	14			655	100	4		6	78	12	
505		12		24	64			656							
507	63	12		24	64			658							
508		7	58	36	(Opal-A)	27		659							
509		2	17	9	72 (Opal-A)	11	77	660	26	1	37		62	47	
510		2		9	72 (Opal-A)	11	77	661		4	23		47		
514		3		8	24	24	64	662	(H4)	3		4	82	11	54
515		4		8	24	24	64	664		2		15	39	31	
516		2		19	57	22		665		2		28	39	31	
517		10		34	57	22		666		6		22	72		
518	33	2		5	42	56		669	(Opal-A)	11		22	67	(Opal-A)	
519		17		21	40	22		670		2		14	51		
527		6		10	54	57		671		2		33	19		
528		7		36	54	57		672		2		21	68		
532		66		34				674		4		23	90		
534	25	21		45			9	675		4		10	78		
535		28		72				676		3		8	90		
536	31	2		2	66			677	(H4)	3		14	78	11	39
537	19	8		69	69		21	678		8		18	39	74	
538	8	2		2				679		3		9	87	49	
539	100	100		20				680		7		6			
540	53	16		20				681		4		24			
541		7		6				682		2		11			
542		36		22				683		2		7			
546		4		22	42			684		8		14			
549		9		18	79			685		3		7			
551		33		18	49			686		3		22			
552		6		41	28	25		688		23		44			
553		10		17	53	20		689		7		9	43		
554	81	4		15	88			690	44	4		9	43		
555								696	81	15					
556	(Opal-A)	1						697	88	12					
559	75	2		8	48	42		698	81	30		19			
560		4		3	48			699	57	30		13			
562		4		6	76			700	100	29		19			
563		3		9	68			701	52	29		19			
564	4	1		6	67	13		702	100	3		15			
565	(Opal-A)							703	65	3		6	73	17	
566		12		51	49			704	13	3		10	58	16	
567		8		30	73	19		705	68	6		5	80	9	
568		11		11	62	19		706	52	3		6	39		
571		4		8	63	19		707	68	3		6	39		
572		4		8	63	19		708	52	4		6	90		
574		12		39	(Do+49)			735	100	3		5	81	11	

Çizelge 3.4 : Karaören formasyonunda belirlenen bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%).

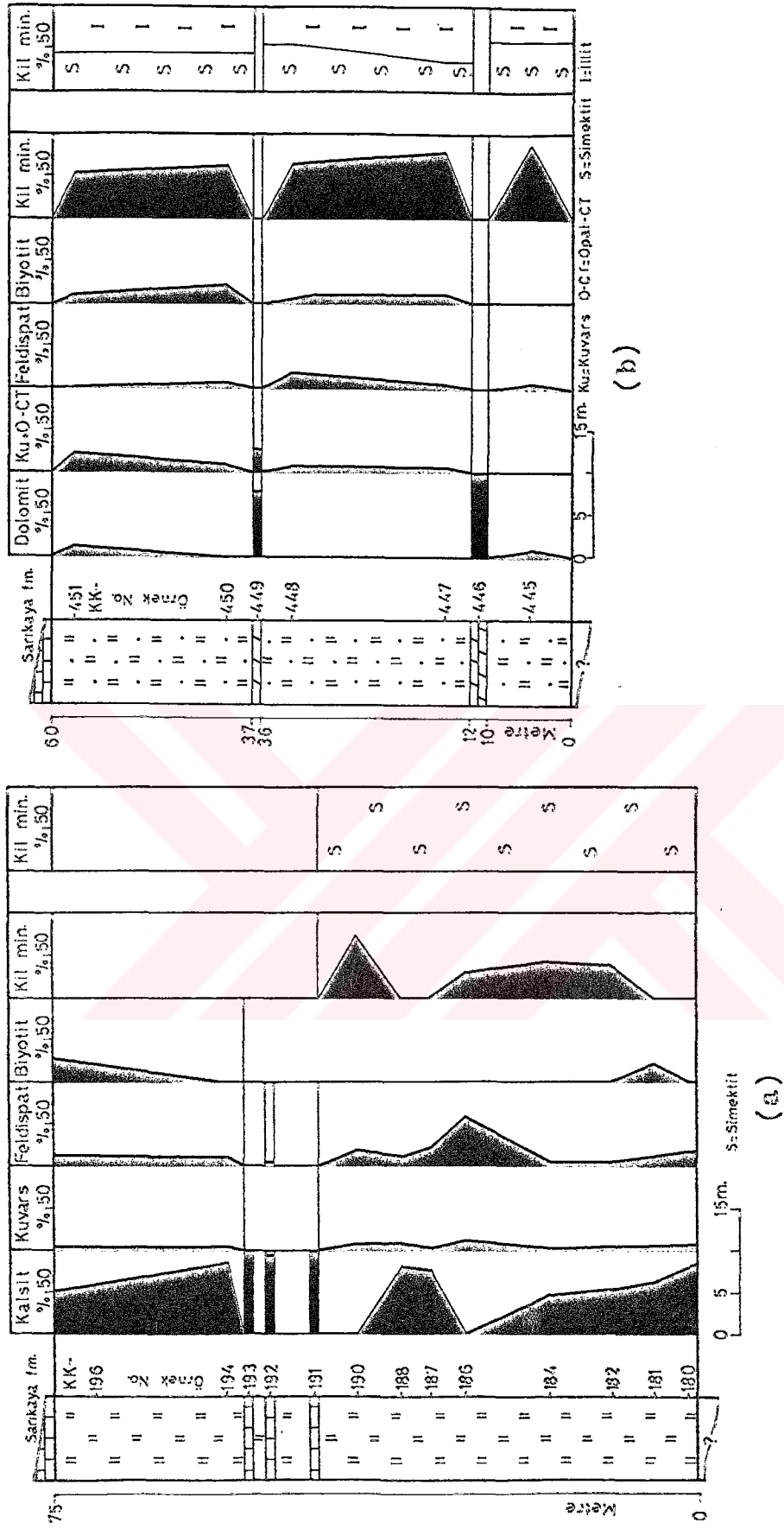
<u>Mineral</u>	<u>Frekans</u>	<u>En az</u>	<u>En çok</u>	<u>Ortalama</u>
Kalsit	41	1	100	52
Dolomit	7	4	100	52
Kuvars	88	1	100	9
Opal-OT	28	4	98	27
Feldispat	81	2	87	20
Kil min.	43	17	100	59
Klinoptilolit	14	5	82	51
Filipsit	1	21	30	26
Biyotit	34	5	82	32

eden 10 ölçülü kesitte (9 gölsel, 1 karasal) ve 1 sondaja ait dikme kesitte, yukarıda belirtilen ana minerallerin dağılımları incelenmiştir. (Şekil 3.4-3.9).

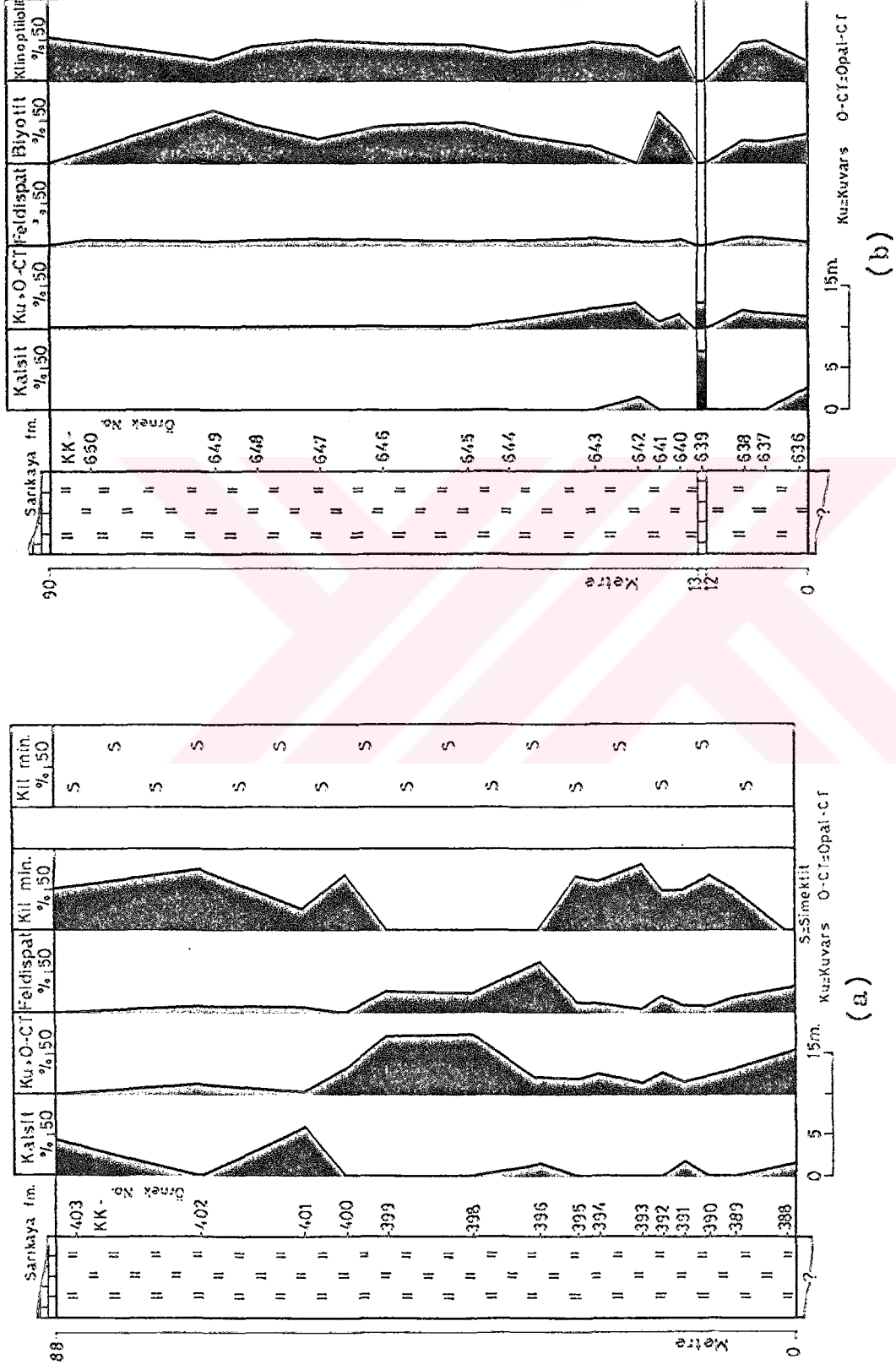
Dikme kesitlerden görüleceği gibi, kalsit ve dolomit karbonat kayaçlarında, kil mineralleri zeolitleşmenin gelişmediği bölgelerdeki tüflerde bol olarak bulunmaktadır. Diğer bir ifadeyle, klinoptilolit ile kil mineralleri (simektit) arasında bolluk açısından negatif bir ilişki bulunmaktadır. Şöyleki, klinoptilolitli 48 örnekten 43'ünde hiç kil minerali bulunmamaktadır. Klinoptilolitin bulunmadığı veya yüzdesinin az olduğu örneklerde ise kil mineralleri daha önemli değerlere ulaşmaktadır. Biyotit, genellikle basenin kezeybatısında; kuvars, opal-OT ve feldispatın miktarı havzanın merkezi ve kuzey kesiminde nispeten artmaktadır. Opal-A, kenar fasiyeslerinde kalsitle birlikte bulunmaktadır. Piroklastik kayaçlarda, kısa mesafelerde bile minerallerin miktarlarındaki değişimler, bağlayıcı malzeme (kül/toz ve pomza) / kristal oranının artmasından veya azalmasından kaynaklanmaktadır. Ayrıca, kayaçların ince veya iri taneli olması, volkanik malzemede gelişen submikroskopik otijenik mineral oluşumları ve tüflerle birlikte yaygın kimyasal karbonat çöke-



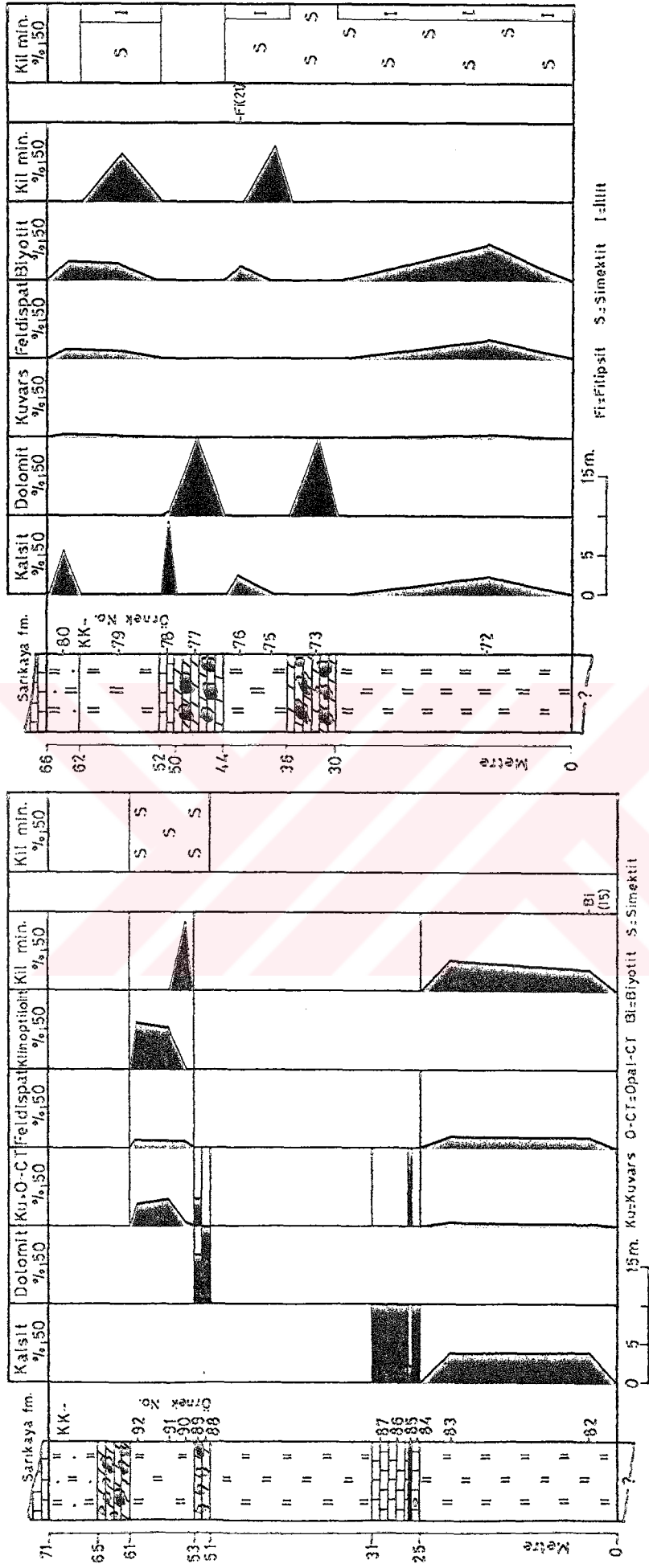
Şekil 3.4 : Karadeniz formasyonunun a) karasal fasiyesinin Değirmenbayırı, b) gölsel fasiyesinin Yarılıgan dere kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.



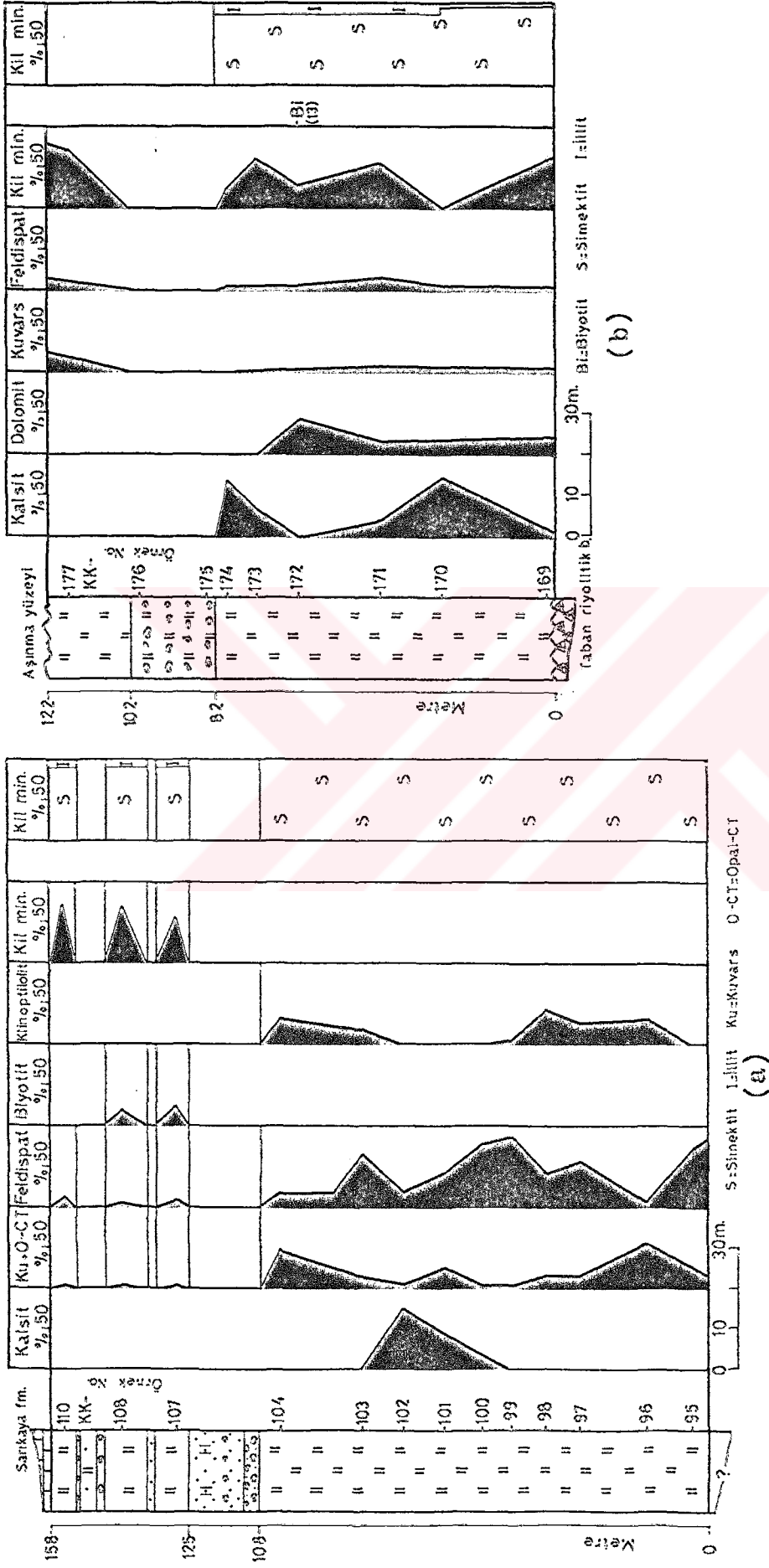
Şekil 3.5 : Karaören formasyonunun a) Güvercin tepe, b) Akin dere kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.

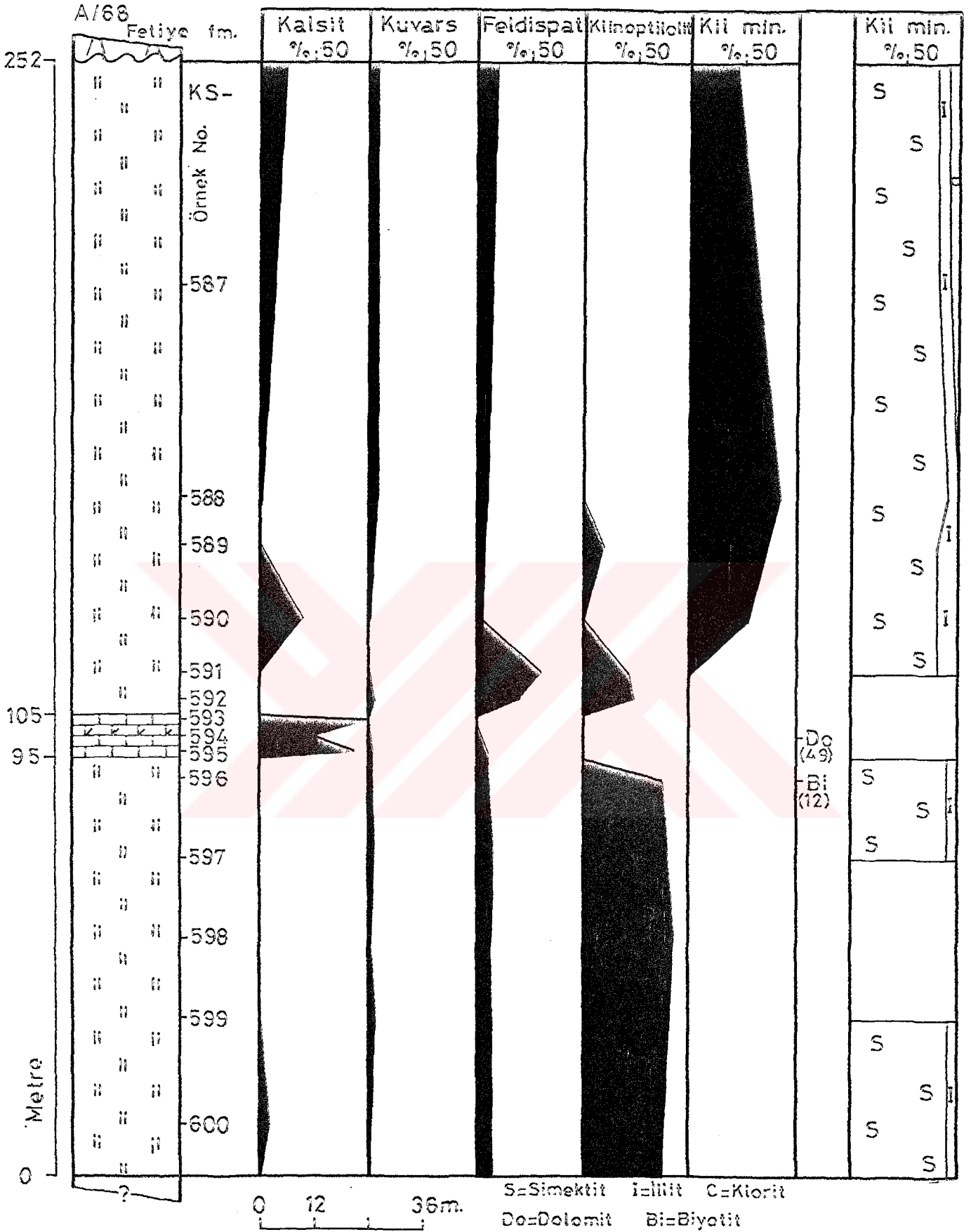


Şekil 3.6 ; Karören formasyonunun a) Balıkbogazı dere, b) Deretarla dere kesitlerinin de belirlenen minerallerin dikey dağılımları.



Şekil 3.7 : Karaören formasyonunun a) Saraycık dere, b) Akkepez tepe kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.





Şekil 3.9 : Karaören formasyonunun A/68 sondajında belirlenen minerallerin dikey dağılımları.



limleri bu farklılıkları ortaya çıkarmaktadır.

Belirlenen minerallerin dikey dağılımlarına bakıldığında, kalsit ve kil minerallerinin birimin üst; buna karşın silis, feldispat ve zeolit minerallerinin alt kesimlerinde daha yaygın olarak buldukları farkedilmektedir. Ayrıca ilerideki bölümlerde tekrar irdeleneceği gibi, tüflerde gelişen otijenik mineraller kabaca basenin güneyinden kuzeyine doğru kil mineralleri-klinoptilolit-filipsit-K-feldispat biçiminde yanıl ve alansal bir dağılım sunmaktadır.

### 3.2.3.c. kil fraksiyonu çözümlenmeleri

Birimdeki tüflerden ve kısmende karbonat kayalarından 74'ünde yapılan KF çözümlenme sonuçlarına (Çizelge 3.5) göre, formasyonun egemen kil mineralini simektit oluşturmaktadır. Simektitin ortalaması % 89 (en az % 55, en çok % 100) olup bulunuş frekansı (% 96) yüksektir. Klorit (bulunuş frekansı % 4, en az % 10, en çok % 15, ortalama % 12) ve kaolinitin (bulunuş frekansı %, en az % 5, en çok % 30, ortalama % 18) istatistiksel değerleri düşük oranlarda kalmaktadır. İllit ise klorit ve kaolinite göre daha önemli bir mineraldir (bulunuş frekansı % 51, en az % 5, en çok % 100, ortalama % 27). Dikme kesitlerden (Bkz. Şekil 3.4-3.9) görüleceği gibi, simektit tüm seviyelerin ana kil minerali durumundadır. İllitin miktarı ise kırıntılı seviyelerde nispeten artmaktadır.

Öte yandan, amorf malzemedan (opal-A) oluşan bazı örneklerin kil fraksiyonunda hiç kil mineralinin bulunmadığı veya çok az oranda kristalinitesi kötü simektitin bulunduğu gözlenmiştir. XRD-TK çözümlenmeleri ile saptanmayacak kadar az kil minerali içeren klinoptilolitli örneklerde de simektit en bol bulunan kil mineralidir. Ayrıca, kil fraksiyonunda kil minerallerinden başka süspansiyonda kalmaya yatkın kuvars, opal-CT, feldispat, opal-A

Çizelge 3.5 : Karaören formasyonu kayaç örneklerinin XRD-KF çözümü sonuçları.

Örnek No	S	I	C	Kao	d(060)
KN- 3	35	45			
21	100				1.497
46	+	100			
51	+	100			
52	+	100			
53	50	35	+		
55	90		15		
KK- 72	80	20	10		
73	100	+			1.516
75	80	20			
79	75	20			
88	100				1.517
90	85	15			
95	100				
96	100				
98	100				
99	100				
100	100				
102	100				
103	100				
104	100				
107	90	10			
108	90	10			
110	90	10			
169	95	5			1.500
171	85	15			
173	85	15			
183	100	+			
186	100	+			
190	100	+			1.500
KN-201	100				
204	100				1.495
KK-209	100				1.497
210	90	10			
214	85	15			
217	75	25			
220	95	5			
223	95	5			
226	95	5			
KN-230	80	20			
KK-393	100				1.498
396	100				
398	100	+			
400	100				1.499
403	100	+			
KN-415	95			5	1.495
416	80			20	
417	70			30	1.492
KK-421	100				
KN-431	100	+			

Çizelge 3.5 (Devam ediyor)

Örnek No	S	I	C	Kao	d(060)
KN-434	100				
KK-445	60	40			
447	35	65			
448	55	45			
450	45	55			
KN-500	95	5	+		
501	100		+		
502	100	+			
516	70	30			
517	55	45			
536	100				
537	100				1.495
559	100				1.494
562	100				
563	90	10			
564	95	5			
568	100				1.498
KS-587	80	10	10		
588	85	15			
589	70	30			
590	80	20			
596	90	10			
600	90	10			
602	90	10			

ve klinoptilolit gibi kil dışı minerallerin de ortaya çıktığı görülmüştür.

Diğer taraftan, simektit miktarı yüksek olan 14 KF örneğinde d(060) ölçümü yapılmıştır (Bkz. Çizelge 3.5). Buna göre simektitlerin 12'si dioktaedrik ( $d_{060} = 1.492-1.500 \text{ \AA}$ , ort.  $1.495 \text{ \AA}$ ), 2'si trioktaedrik bileşimindedir. Dioktaedrik simektitler (Al'ca zengin) piroklastik, trioktaedrik (Mg'ca zengin) olanlarda dolomit seviyelerine bağımlılık göstermektedir.

### 3.2.3.d. taramalı elektron mikroskop incelemeleri

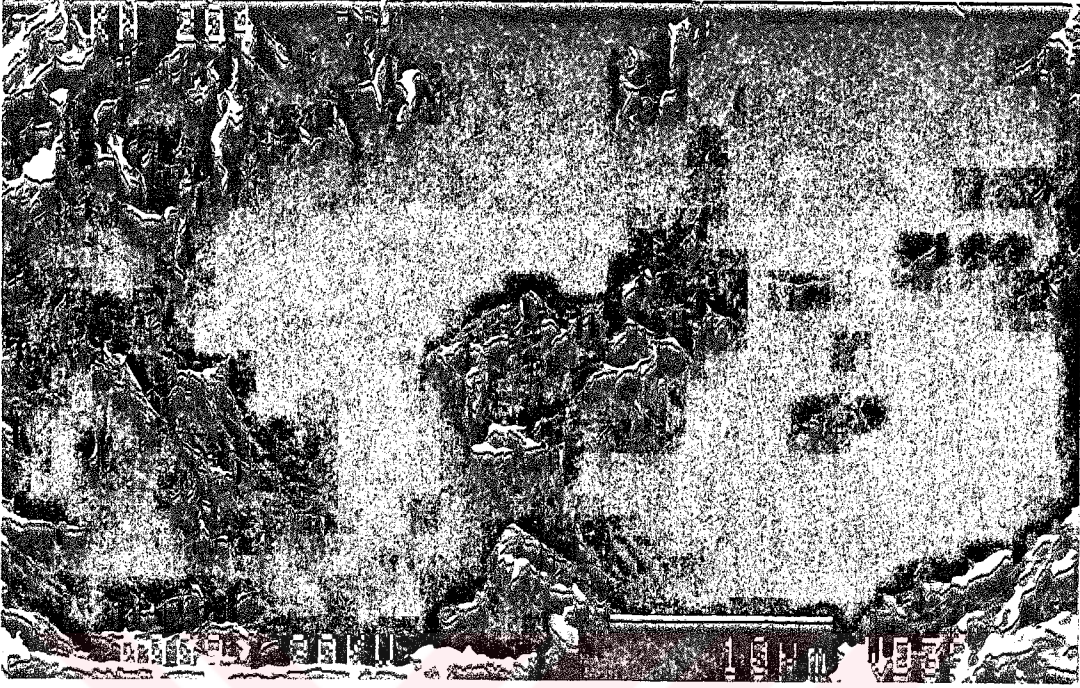
Birimin gölsel fasiyesine ait basenin farklı kesimlerini temsil eden tüfler ve karbonat kayaları üzerinde yapılan SEM incelemeleri ile submikroskopik minerallerin (zeolit, kil, karbonat ve silis) morfolojik özelliklerinin yanı sıra oluşum ve kökenlerine de açıklık getiril-

miştir.

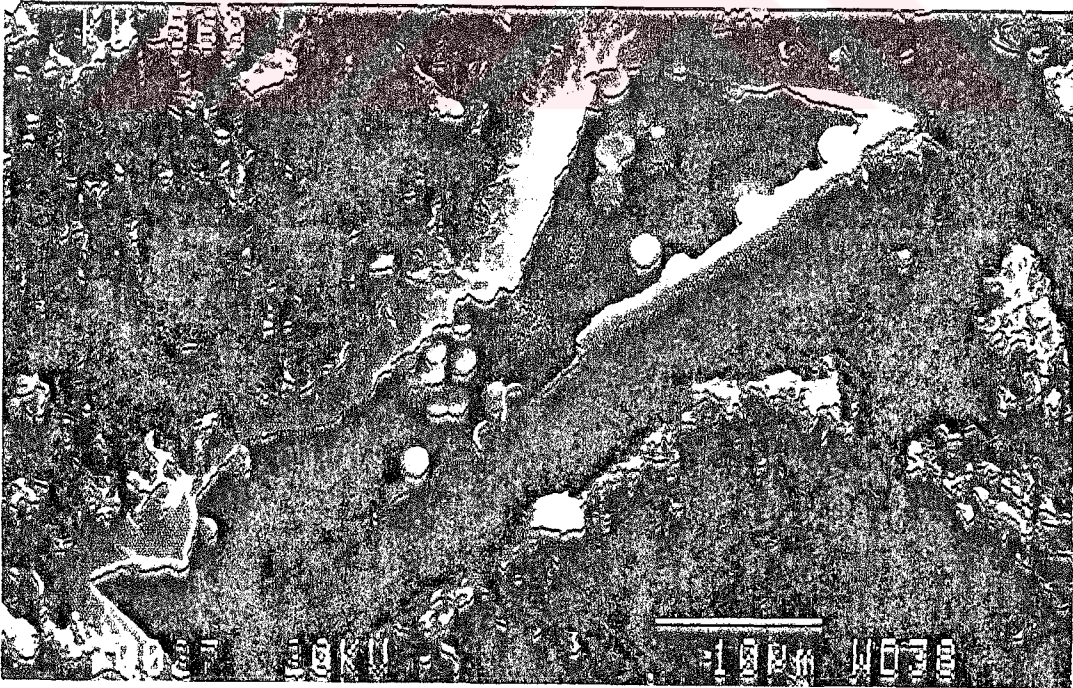
Basenin kenar fasiyeslerine karşılık gelen tüflerdeki simektitler, volkanik cam kıymıkları üzerinde gelişmiş olup ince levhamsı partiküller halindedir (Şekil 3.10). Ayrıca, simektitlerin tipik taneseli 'corn-flakes' dokusuna sahip oldukları gözlenmektedir. Bu fasiyesteki opal-A/CT mineralleri ise tüflerin gözeneklerinde 1-5 mikron çapındaki küresel-yarı küresel şekilde bulunmaktadır (Şekil 3.11).

Höylandit grubu minerallerinden dar anlamdaki höylandit, dikdörtgen prizması biçiminde ortorombik (?) kristaller olarak gözlenmektedir. 5-10 mikron uzunluğunda, 5 mikron kalınlığındaki höylandit kristalleri opal-CT ile birlikte bulunmaktadır (Şekil 3.12). Tüflerin gözeneklerinde gelişmiş klinoptilolit kristalleri ise ince levhalar biçiminde, 5-20 mikron uzunluğunda 1-2 mikron kalınlığında olup tipik monoklinal simetriye sahiptir (Şekil 3.13). Höylandit ve klinoptilolitler ile birlikte bulunan 1 mikron dan küçük opal-CT sferülitleri, 10-15 mikron çapında yumaklar oluşturmaktadır (Şekil 3.14 ve 3.15). Bu mikrofotograflarda dikkati çeken bir özellikte, hem prizmatik hem de levha biçimindeki höylandit grubu minerallerinin aynı kayaçta birlikte bulunmalarıdır. Höylandit ve klinoptilolitler volkanik cam üzerinde gelişirken, opal-CT'nin boşluklarda/gözeneklerde büyüdüğü görülmektedir. Bu veriler, ilk oluşan minerallerin höylanditler olduğunu, opal-CT'nin ise daha sonra oluştuğunu vurgulamaktadır.

Havzanın merkezi kesimlerinde gözlenen diğer zeolit minerallerinden filipsit, iğnemi-lifsi mineral toplulukları (demetleri) oluşturmaktadır. Liflerin boyları yaklaşık 20 mikron uzunluğundadır (Şekil 3.16). Kısa levha prizması biçimindeki filipsit mineralleri ise 10-15 mikron uzunluğunda, 3-5 mikron kalınlığında olup rozetler oluşturmaktadır (Şekil 3.17). Ayrıca, filipsitler c-eksenine paralel dilinim yüzeyleri boyunca ve bu ekse-



Şekil 3.10 : Tüflerin bağlayıcı malzemesinde gelişen simektitler.



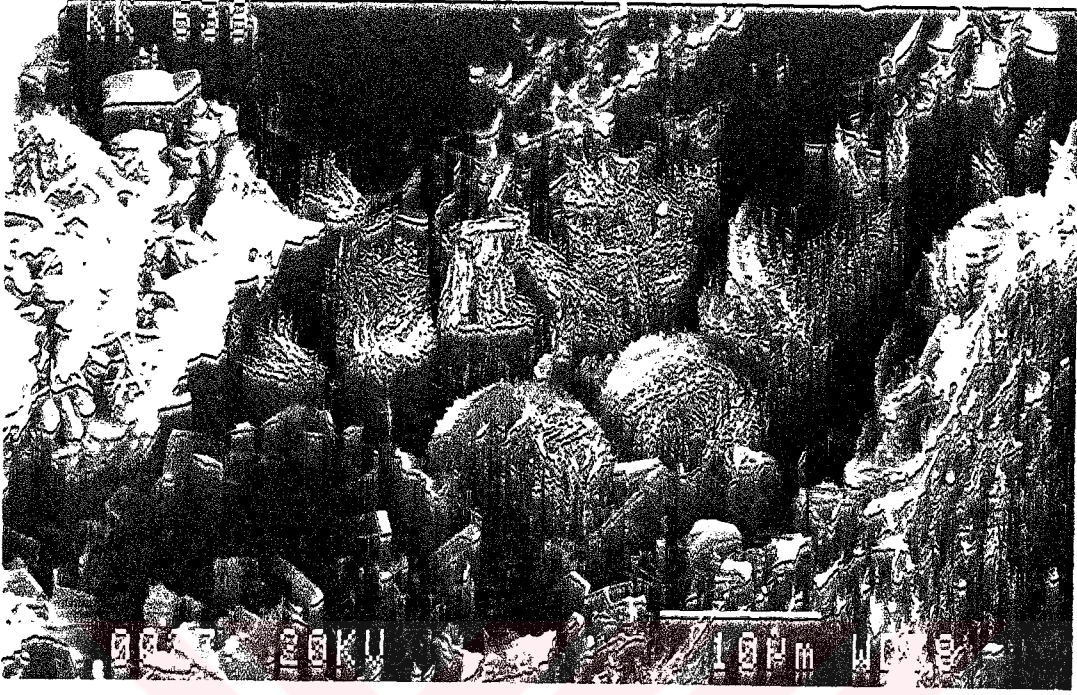
Şekil 3.11 : Tüflerdeki tanesel simektit ve küresel opal-A/CT arasındaki dokusal ilişkiler.



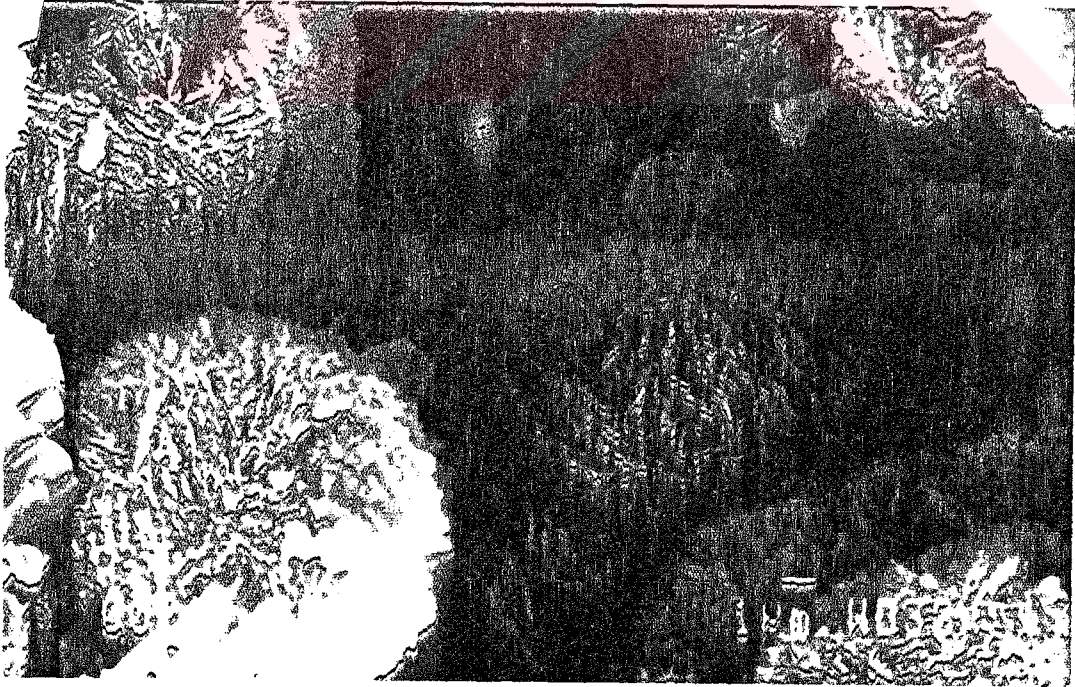
Şekil 3.12 : Prizmatik höyländitler ile opal-CT arasındaki dokusal ilişkiler.



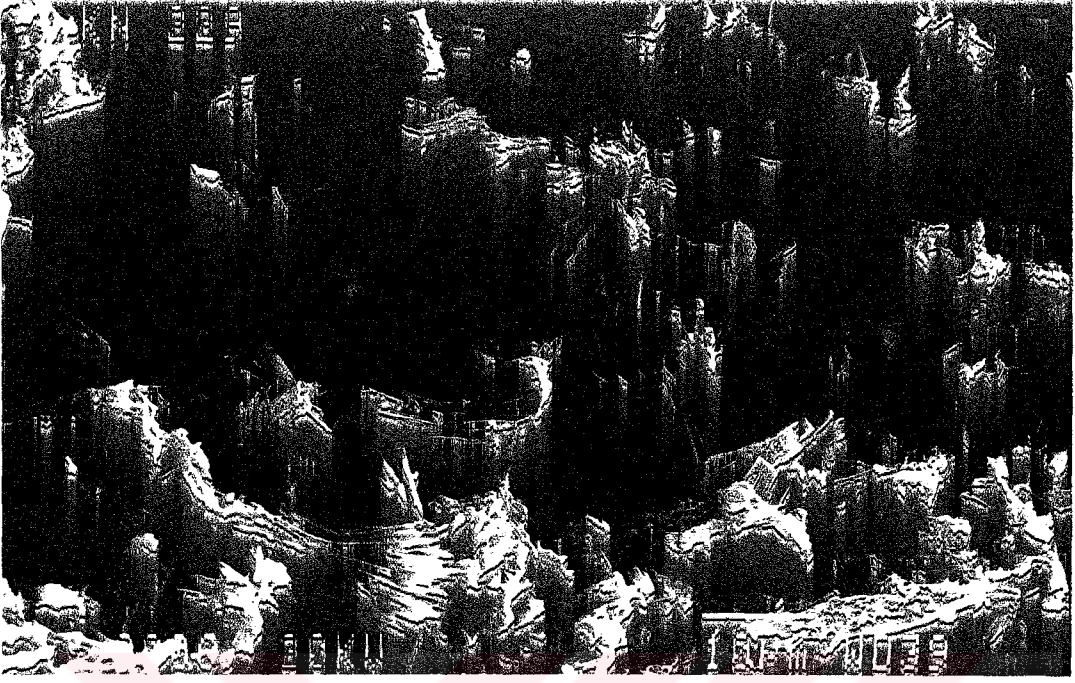
Şekil 3.13 : Tüflerin gözeneklerinde büyümüş levha biçimli klinoptilolitler.



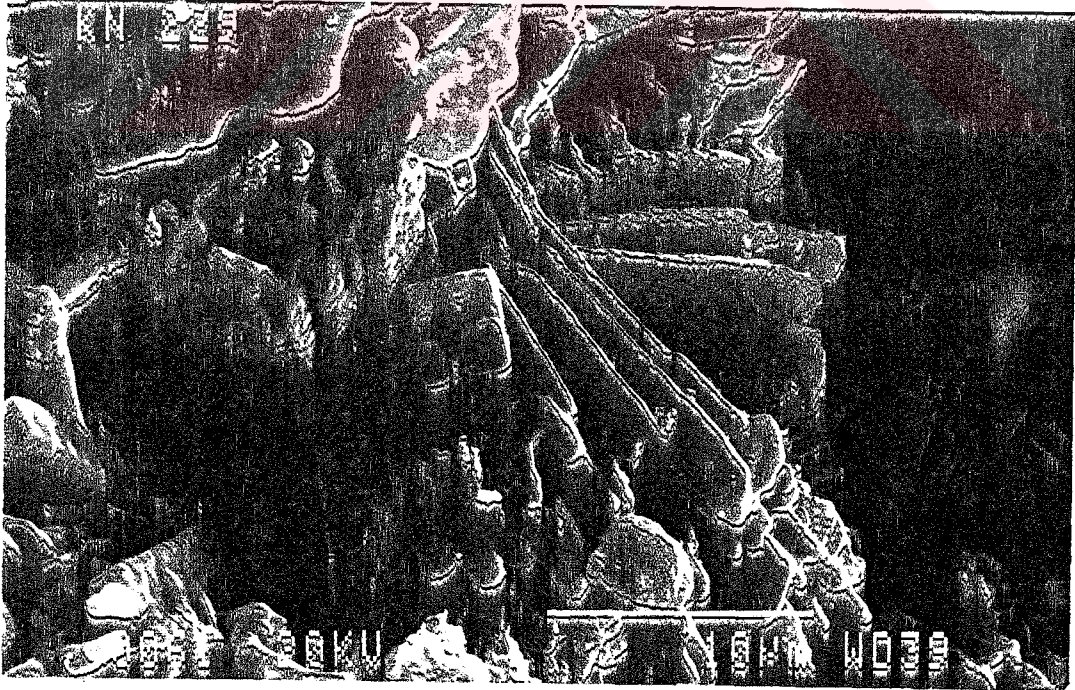
Şekil 3.14 : Klinoptilolit, höylandit ve opal-CT arasındaki dokusal ilişkiler.



Şekil 3.15 : Yumak biçimli opal-CT sferülitleri ve klinoptilolit levhaları.



Şekil 3.16 : Tüflerdeki lifsi/iğnemsî filipsit demetleri.



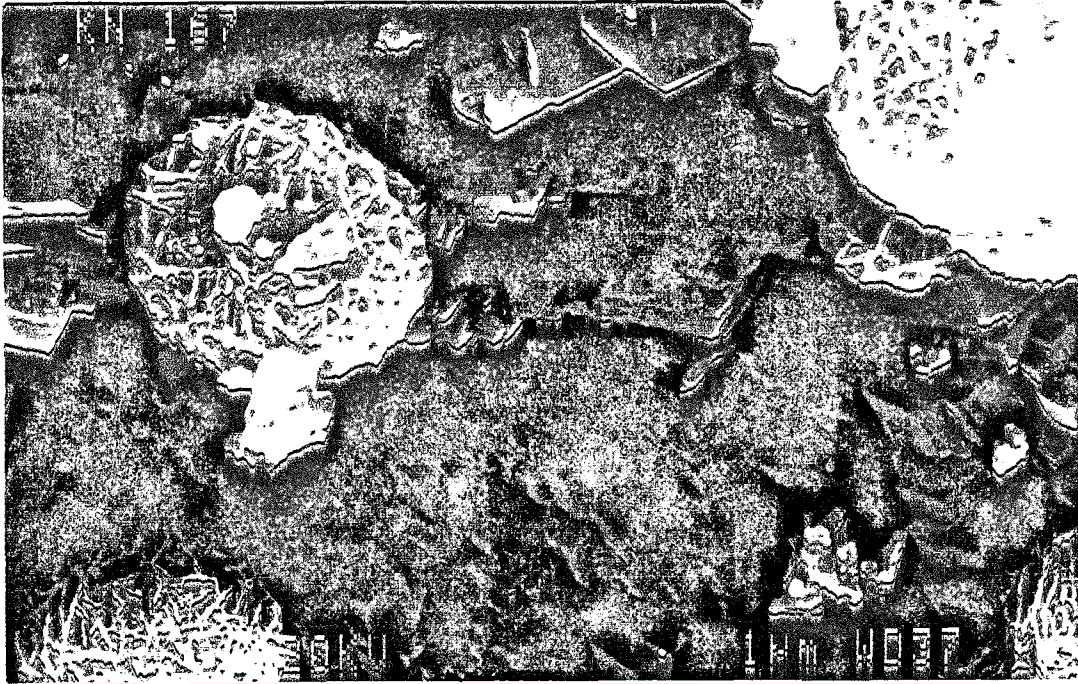
Şekil 3.17 : Tüflerdeki levha prizması biçimindeki filipsit rozetleri.



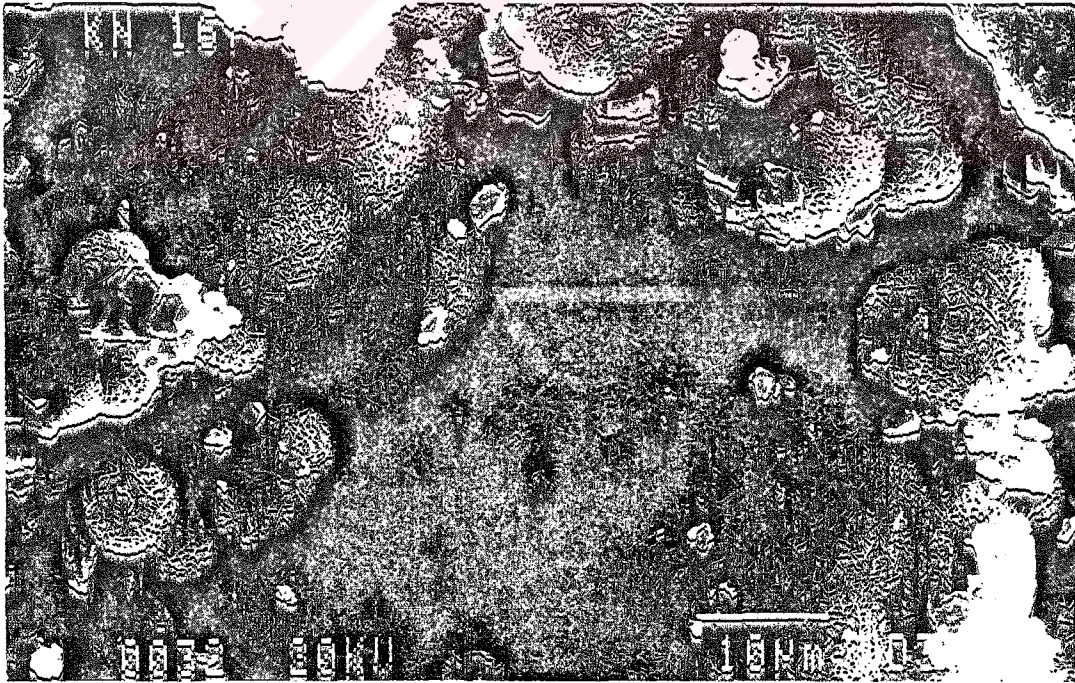
ne dik çatlaklar içermektedir. Birçok psödo-ortorombik filipsitler için tipik olan bu kırılmalar sonucu kristal daha küçük parçalara ayrılmıştır. Aynı özellik, Mumpton and Ormsby (1978) tarafından da gözlenmiştir. Mikrofotoğrafın sol üst köşesindeki masif kesiminde filipsit olduğu mikroprob çözümlenmeleriyle belirlenmiştir. Aynı durum klinoptilolit/höylenditli örneklerde de söz konusudur. Diğer bir ifadeyle, gözeneklerdeki zeolit mineralleri, iyon konsantrasyonu düşük çözeltilerden itibaren yavaş büyüme sonucunda özşekilli bir morfolojiye kavuşmuşlardır. Masif kesiminde zeolit olması, Gündoğdu (1982) ile Yalçın ve Gündoğdu (1988) tarafından da belirtildiği gibi, zeolitlenme olayı sadece gözeneklerde değil, tüflü kayacın bütününde gelişmektedir.

İnceleme alanındaki tüflerde gözlenen diğer bir neoforasyon minerali de K-feldispattır. Monoklinal simetriye sahip bu mineral, 5-15 mikron uzunluğunda ve yaklaşık 5 mikron kalınlığında olup kayacın boşluklarında bulunmaktadır (Şekil 3.18). K-feldispat ile birlikte bulunan opal-CT yumaklarının birbirleriyle birleşerek 50 mikrondan daha büyük iri yumaklar oluşturduğu dikkati çekmektedir (Şekil 3.19). Bu iki mineral arasındaki dokusal ilişkiler, opal-CT'nin en son oluşan mineral olduğuna işaret etmektedir. Başka bir örnekte yapılan SEM incelemelerinde ise K-feldispatın volkanik cam üzerinde büyüdüğü gözlenmiştir (Şekil 3.20). Aynı fotoğrafın ayrıntılı görünümü (Şekil 3.21), K-feldispatların yanındaki simektitlerin bağlayıcı malzemeyi oluşturduğunu göstermektedir. Bu gözlemler, simektitin K-feldispattan önce oluştuğunu ortaya koymaktadır.

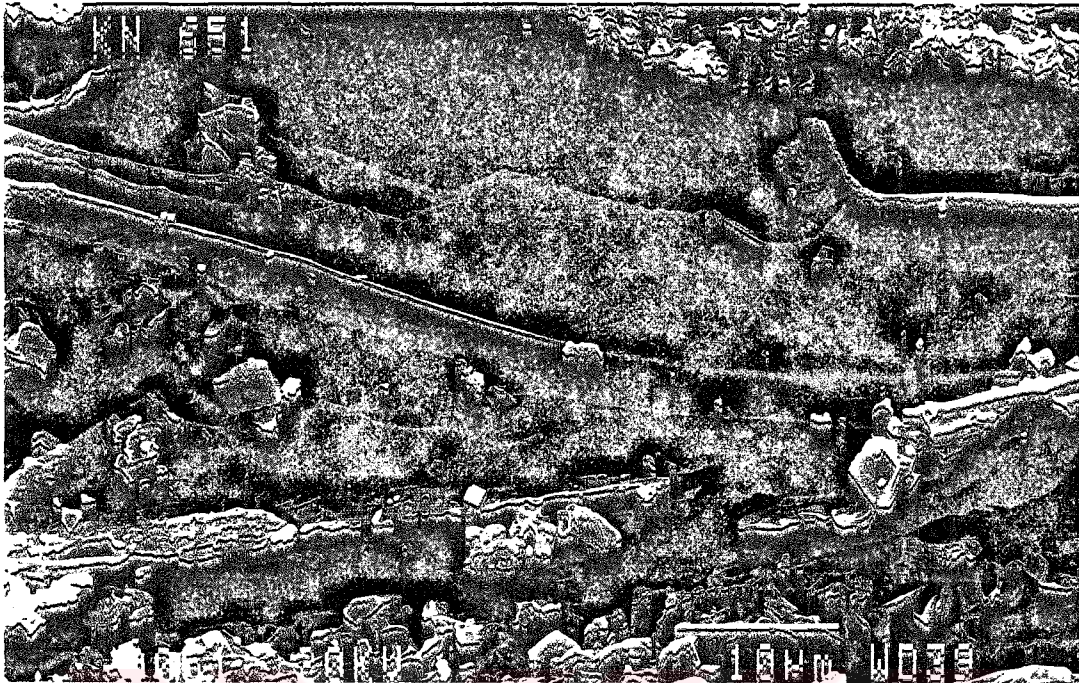
Basenin güneydoğusundaki hidrotermal kaolinit yatağından alınan örneklerdeki SEM incelemelerine göre, bu fasiyesteki kuvars mineralleri, yaklaşık 10 mikron büyüklüğünde olup yüzeylerindeki koordinasyon çizgileri ve poligonel üçlü-nokta dokusu (triple-point texture) belirgindir. Kayacın gözeneklerinde ise kuvarsla birlikte kao-



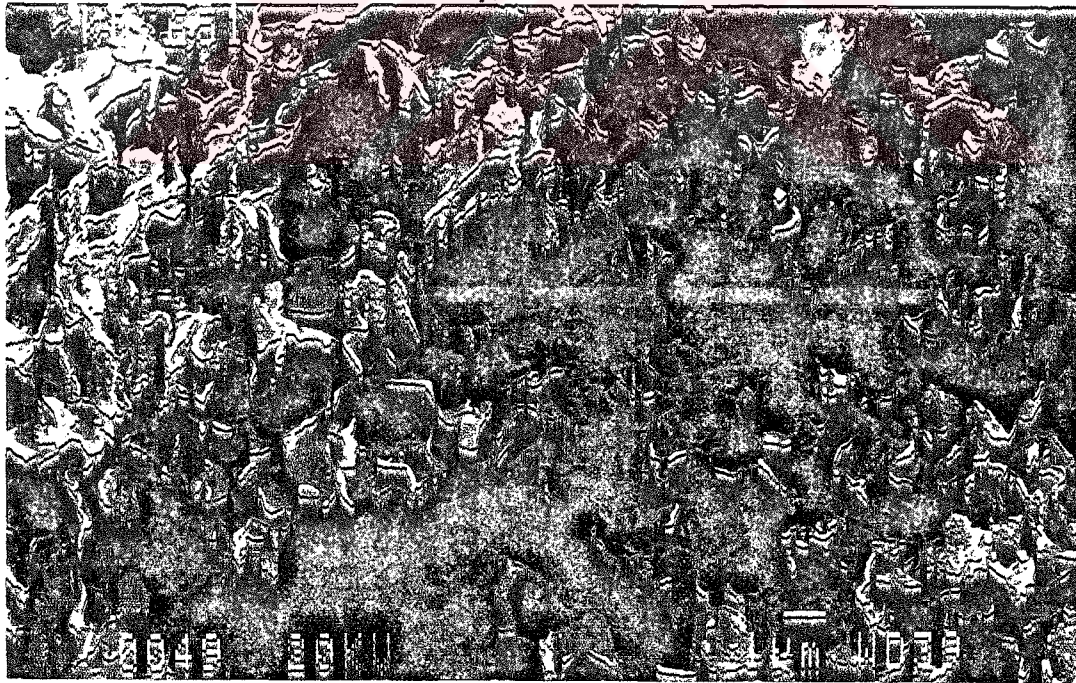
Şekil 3.18 : Özşekli K-feldispat ve sferülitik opal-CT.



Şekil 3.19 : Opal-CT ve K-feldispat arasındaki dokusal ilişkiler.



Şekil 3.20 : Volkanik cam üzerinde gelişmiş K-feldispat kristalleri.

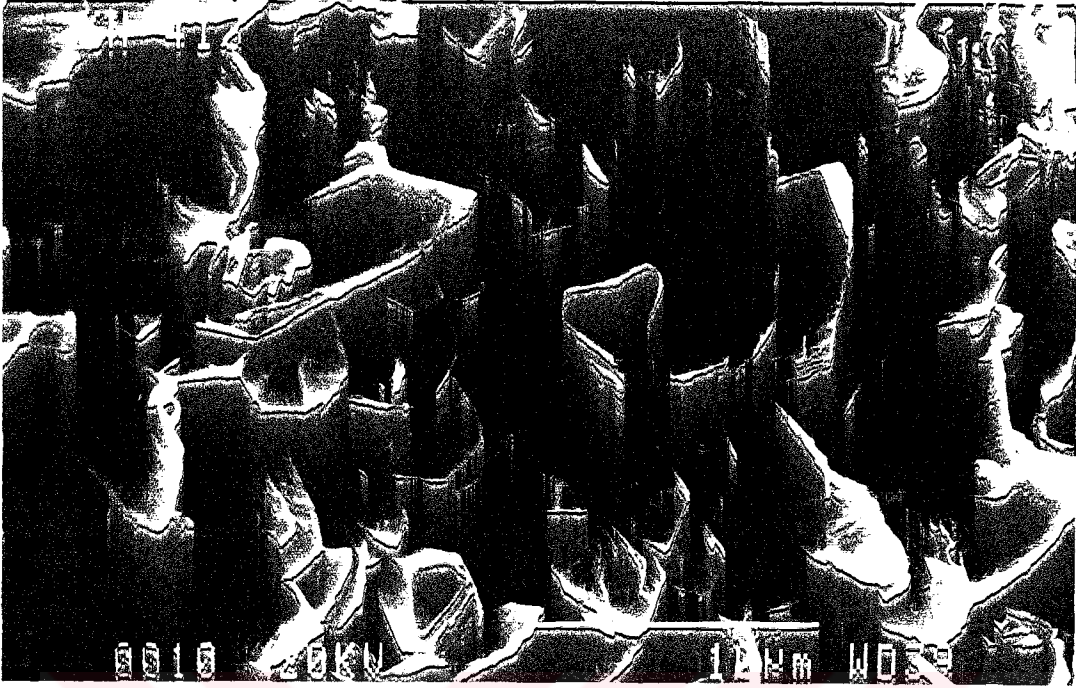


Şekil 3.21 : K-feldispat ve simektit arasındaki dokusal ilişkiler (Şekil 3.21'in ayrıntılı görünümü).

linit bulunmaktadır (Şekil 3.22). Kaolinit tipik olarak psöydo-hekzagonal levhalardan oluşmaktadır (Şekil 3.23). Tüflerin boşluklarında oldukça iyi gelişmiş, özşekilli kaolinitlerin büyüklüğü 1-20 mikron arasında değişmekte, kalınlıkları ise 1 mikrondan küçük ve tekdüzedir. Kristallerin büyüklüğü, gözenek boyutu ile ilgilidir. Mikrofotografıtan da görüldüğü gibi, kaolinit levhalarının oluşturduğu paketler gevşek dokuludur. Bu dokusal ilişkiler hidrotermal kaolinitler için tipiktir. Diğer taraftan, kaolinit paketlerinin gevşek veya sıkı dokusu (tight packing texture), onların jenetik ortamına işaret edebileceği belirtilmektedir (Keller, 1976, 1977). Araştırmacı, gevşek dokuya sahip hidrotermal kaolinleşmenin yüzey ve/veya yüzeye yakın koşullarda geliştiğini, derinlerdeki kaolinleşmede ise üstteki kayaların yük basıncından dolayı sıkı paket dokusunun, dolayısıyla düşük porozitenin gelişeceğini ileri sürmektedir. İnceleme alanındaki gözlemler, yukarıdaki araştırmacının görüşlerini doğrular niteliktedir.

Kaolinit ve pirofillit arasındaki kararlılık ilişkilerini inceleyen Hemmi and Matsudo (1975), asitik hidrotermal koşullar altında gelişen kuvarst+kaolinit parajenezinin, çözeltilerin sıcaklığının 250°C'den düşük olduğuna işaret edebileceğini belirtmektedir. Araştırmacıların bu yaklaşımları, çalışma alanındaki hidrotermal kaolinleşmenin oluşum koşullarının yorumlanmasına açıklık getirmektedir.

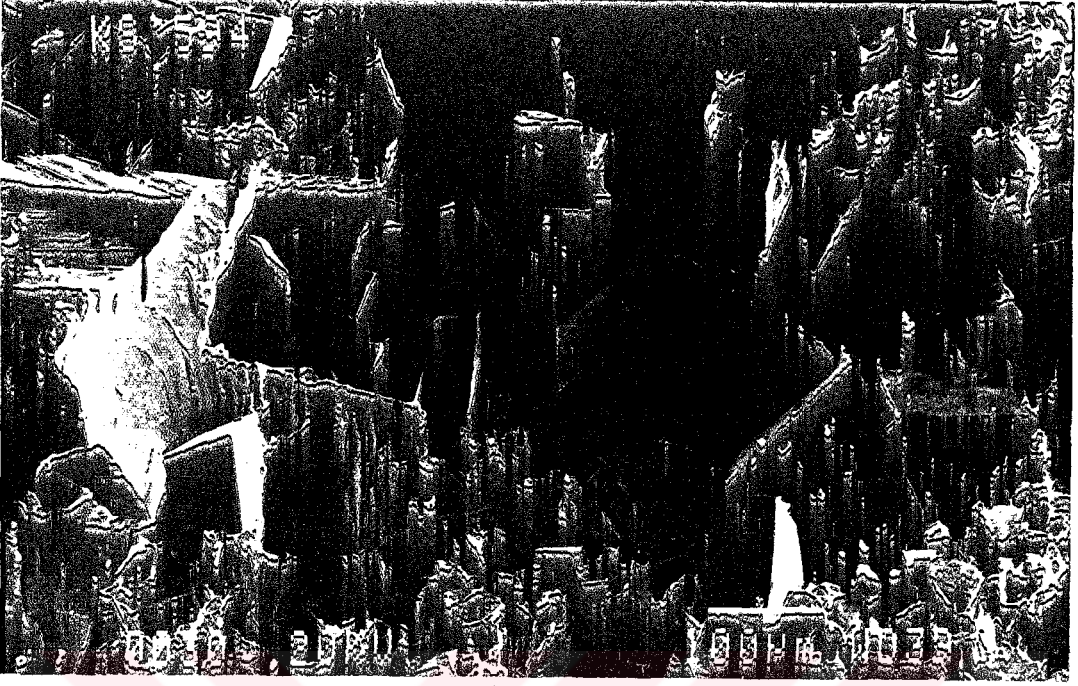
Öte yandan, tüflerin boşluklarında veya bağlayıcı malzemesindeki, ayrıca karbonat kayalarındaki özşekilli kalsit mineralleri 100 mikrondan büyük olup tipik trigonal simetrisi ile kolayca tanınabilmektedir (Şekil 3.24). Tüflerin çatlaklarında gelişmiş post-diyajenetik kalsitlerin ise lifsi biçimde oldukları belirlenmiştir. Diğer karbonat minerallerinden dolomit, kayalarda 1-5 mikron büyüklüğünde, yarı özşekilli kristaller halinde gözlenmektedir (Şekil 3.25). XRD-TK çözümlenmeleri ile krista-



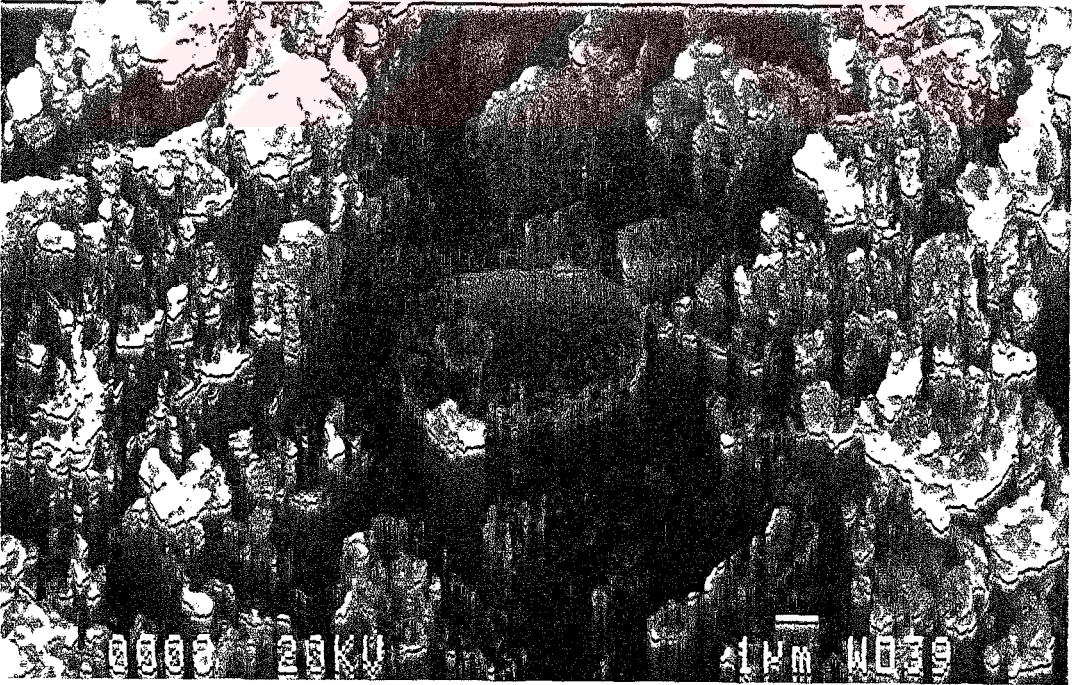
Şekil 3.22 : Koordinasyon çizgilerine ve üçlü nokta dokusuna sahip kuvars ile kaolinit arasındaki ilişkiler.



Şekil 3.23 : Gevşek paket dokulu, psödo-hekzagonal kaolinit levhaları.



Şekil 3.24 : Tüflerin gözeneklerindeki özşekilli kalsit kristalleri.



Şekil 3.25 : Karbonat kayaçlarındaki yarı özşekilli dolomit toplulukları.

linitelerinin de kötü olduğu belirlenen bu dolomitlerin bütün yüzeylerinin gelişmemiş olması, söz konusu mineralin ideal kimyasal bileşime ulaşmamış olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir. Jeokimyasal incelemeler, bu mineralin Mg/Ca oranının 1'den oldukça küçük olduğunu göstermiştir. Dokusal açıdan dolomikrit olarak tanımlanan bu Ca'ca zengin dolomitlerin, hızlı bir biçimde oluştukları, diğer bir ifadeyle kristalleşme oranlarının yüksek olduğu ifade edilmektedir (Folk, 1974).

### 3.2.3.e. geçirimli elektron mikroskop incelemeleri

Kil minerallerinde yapılan bu incelemelere göre, simektitler, çok ince düzensiz şekilli partiküllerden oluşmakta ve farklı büyüklüklere sahip bulunmaktadır. Kenarları bükülmüş simektitler, yer yer bir yönde uzamış (elongated) kristaller halinde gözlenmektedir (Şekil 3.26).

İnceleme alanının güneyindeki kaolinit yumrularının TEM incelemeleri ile bu mineralin psödo-hekzagonal plakalar biçiminde bulunduğunu göstermiştir (Şekil 3.27).

(001) dilinim yüzeyleri boyunca gelişmiş kaolinit levhalarının büyüklükleri değişkendir. Simektit ve kaolinit yanında levhalar biçiminde illitler bulunmaktadır. Illitler düzgün olmayan parçalanmış kenarlara sahiptir ve bu mineralin elektron mikrodifraksiyonu, kristalinitenin iyi olduğunu göstermekte, diğer bir deyişle muskovit olduğuna işaret etmektedir. Bu çalışmalar, simektit ve kaolinitin neoformasyon, illitin ise detritik olduğunu kanıtlamaktadır.

### 3.2.4. Sarıkaya formasyonu

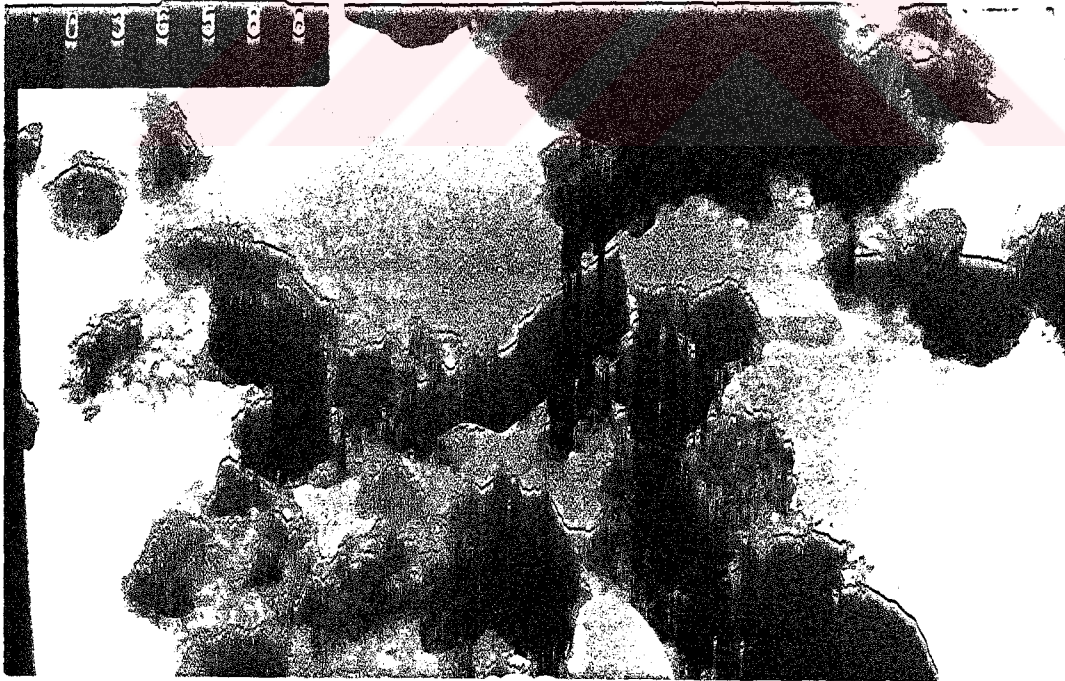
#### 3.2.4.a. optik mikroskop incelemeleri

OM incelemeleri, yaygın olarak karbonat (killi ve/veya silisli) ve kısmende piroklastik kayalar ile borat mineralleri üzerinde yapılmıştır.

Birimin ana litolojisini oluşturan karbonat kayalarının



Şekil 3.26 : İnce, düzensiz şekilli simenit ve levhamsı illit.



Şekil 3.27 : Simenit, psöydo-hekzagonal kaolinit ve levhamsı illit.



adlandırılmasında, bunların dokusal özelliklerinin yanı sıra XRD-TK bileşimleri de gözönünde tutulmuştur. Bu nedenle Folk'un (1968) dokusal adlamalarının önüne içerdikleri karbonat minerallerinin cinsine ve miktarına göre (Bissel and Chilingar, 1967) dolomitik (% 10-50 dolomit), kalsitli dolomit (% 50-90 dolomit) ve dolomit (% 90'dan çok dolomit) öntakıları getirilmiştir. Ayrıca, kayacın içerdiği diğer mineral ve/veya kayaç (impürite) cinsine ve tane boyuna göre de killi, kumlu, çörtlü vb. öntakıları eklenmiştir.

Karbonat kayaçlarının OM incelemeleri, aşağıdaki genellemenin yapılmasına olanak sağlamıştır: Boratların da yer aldığı killi-karbonatlı zon mikritik (dolomitik mikrit, dolomikrit, çörtlü dolomikrit), bu zonanın alt ve üst kesimlerinde yer alan dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşlarının sırasıyla dismikritik (dolomitik dismikrit, çörtlü dolodismikrit) ve sparitik (sparit, mikrosparit, dolomitik mikrosparit, dolomitik sparit, çörtlü sparit, çörtlü mikrosparit) özelliktedir. Diğer bir ifadeyle, karbonat kayaçları alttan üste doğru, sparit-dolomitik dismikrit-dolomikrit-dolomitik dismikrit-sparit şeklinde petrografik zonlanma göstermektedir. Bu zonlanma, karbonat minerallerinin dizilimine de uyumludur.

Bilindiği gibi; sparitler, kireç çamurunun oluşmadığı veya önemsiz olduğu düşük enerjili, mikritler ise kuvvetli akıntıların olmadığı ve hızlı çökmenin gerçekleştiği ortamlara işaret etmektedir (Folk, 1962). Yine aynı yazara göre; dismikritler, ani dip akıntılarının mikrokristalin hamuru kopması ve intraklast meydana getirmeksizin hızlı bir biçimde yeniden çökeltmesi ile oluşmuşlardır. Sarıkaya formasyonunda belirlenen bu karbonat zonlanmasının, ortamın kimyasal bileşimi (Mg/Ca oranı), evaporasyon (borat oluşumu) ve tektonik hareketler (sinsedimanter faylanmalar) tarafından denetlendiği düşünülmektedir.

Karbonat kayaçlarında çatlak ve boşluklarda yeniden kris-

tallenme ile oluşmuş post-diyajenetik sparitik-mikrosparitik kesimler ile ender olarakta volkanik kuvars ve feldispat minerallerine rastlanılmıştır. Allokem olarak taban kireçtaşlarının temsil eden bir örnekte colitler, dismikritlerde ise yer yer intraklastlar gözlenmiştir. Ayrıca, dismikritlerde mikritik ve sparitik kesimler mikrolaminasyon mertebesinde aralanma oluşturmaktadırlar. Lifsi/iğnemsî kalsit demetlerinden oluşan sparitlerde, bu mineraller yer yer dalgalı sönme göstermektedir. Bu durum, kristalin c-ekseninin, liflerin uzun kenarına, yani büyüme yönüne dik veya belirli bir açı yapacak konumda (60-90°, Asserto and Folk, 1980) bulunmasından kaynaklandığı sanılmaktadır.

Karbonat kayaçlarında yumrular veya bağımsız merceç ve tabakalar oluşturan silis oluşumlarının OM ve XRD-TK sonuçlarına göre, ana mineralleri kuvars, opal-CT ve opal-A'dır. Çört şeklinde adlandırılan bu kayaçlarda, kuvars özşekilsiz, mikro-kriptokristaller veya ince ışınsal-sferülitik dokulu kalsedonlar ile temsil edilmektedir. Opal-A ve opal-CT ise kolloidal jel dokusuna sahip olup çevresindeki kalsedon liflerine ve/veya mikrokristalin kuvarsa tedricî geçiş göstermektedir. Silis oluşumlarından yumru ve merceç biçiminde olanların diyajenetik, takalı olanların ise daha ziyade ortam pH'ındaki değişimler sonucu oluştuğu ve opal-A, opal-CT, kuvars şeklinde yapısal-dokusal bir geçişin olduğu gözlenmiştir.

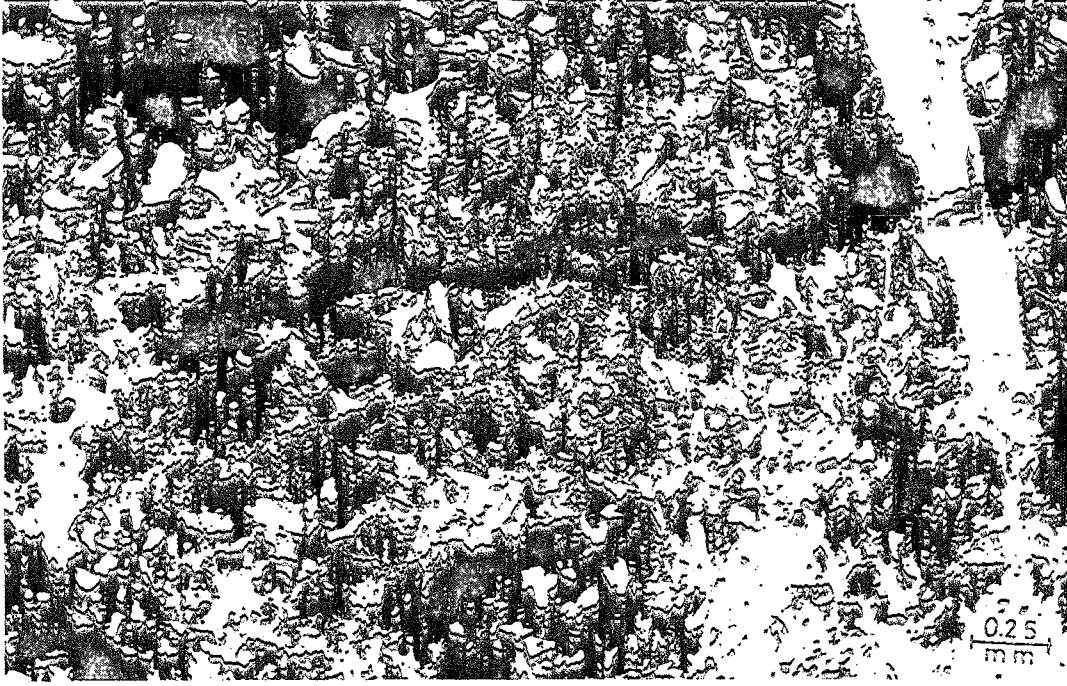
Birinde, arakatlıl piroklastik kayaçların bağlayıcı malzemesini yer yer killeşme gösteren toz boyutundaki volkanik kül/toz ve pomzalar ile karbonat çimento oluşturmaktadır. Polisentetik ikizlenmeli plajiyoklaz, kahverengi biyotit ve yeşil hornblend, kuvars ile sanidin kayacı oluşturan fenokristallerdir. Opak mineral ve muskovite de ender olarak rastlanılmaktadır. Piroklastik-borat geçişi gösteren örneklerde kayacın gözeneklerinde değişik borat mineralleri de gözlenmiştir. Camsı kül tuf (Schmid, 1981) olarak adlandırılan bu volkanosediman-

ter kayaçların riyodasit (Streckeisen, 1979) bileşiminde oldukları belirlenmiştir.

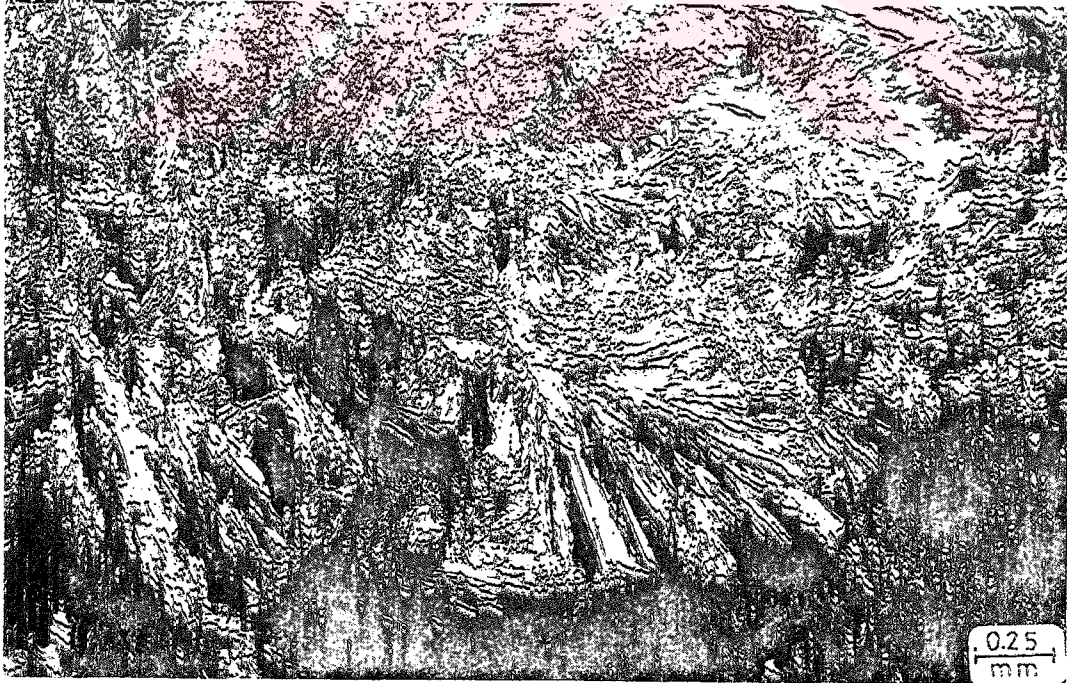
Borat minerallerinden incekesitleri yapılabilenlerin dokusal özellikleri incelenmiştir. Bunlardan kolemanit, bir merkezden itibaren büyümüş kalın prizmatik, radyal-ışınsal diziliimli iri kristal toplulukları veya ince uzun liflerin oluşturduğu yelpazeler biçiminde bulunmaktadır. Killi-karbonatlı düzeylerden alınan kolemanitlerde önemli miktarda kil kapanımları, tüflü seviyelerde ise pirojenik mineral kapanımları (plajiyoklaz, kuvars, sanidin ve biyotit) içermektedir (Şekil 3.28). Kolemanitlerde karbonatlaşma dışında bozunma gözlenmemiştir. Karbonatlaşan kolemanit psödomorflarında mineralin ilksel biçimi korunmuştur. Kolemanit ile birlikte bulunan hidroborasitler, lifsi/iğnemsî biçimde olup bu minerallerin oluşturduğu demetler killilerle kolemanitten ayrılmakta veya birbirlerine geçiş göstermektedirler (Şekil 3.29).

Diğer borat minerallerinden üleksit, ince prizmatik veya lifsi/iğnemsî kristaller halindedir. Üleksit demetleri çoğunlukla düzgün olmayıp yer yer de düğümlenerek karışık yumaklar oluşturmaktadır. İri kristallerinde polisentetik ikizlenmeler ile siyah kil kapanımları bulunmaktadır. Üleksit ile birlikte gözlenen iri prizmatik, kalın levhamsı kurnakovit mineralleri ile bu mineral arasında herhangi bir geçiş izlenmemiş olup birbirlerinden kil kınları ile ayrılmıştır.

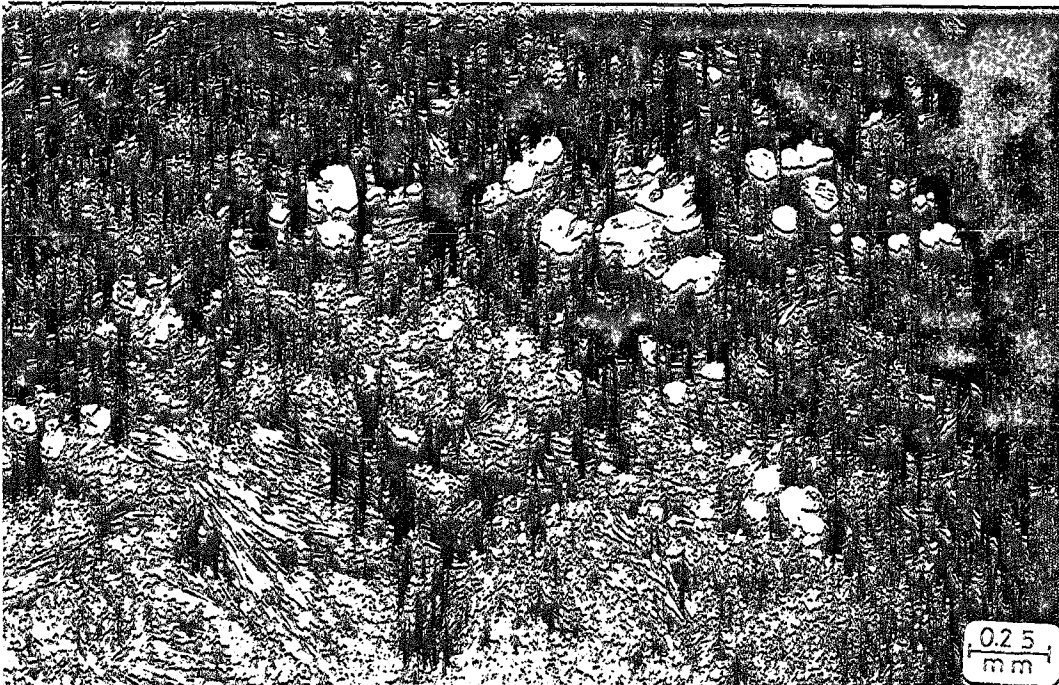
Gerek kolemanit ve hidroborasit, gerekse üleksit ile aynı incekesitlerde gözlenen özşekilli, levhamsı tünelit mineralleri, genellikle gözeneklerde büyümüş ideal kristal şekline sahiptir (Şekil 3.30). Bu mineral ile diğer borat mineralleri arasında ikincil değişimlere işaret edebilecek mineral psödomorfları gözlenmemiştir.



Şekil 3.28 : Tüflerin gözeneklerinde gelişmiş oti-  
jenik kolemanitler (Çift nikol).



Şekil 3.29 : Prizmatik kolemanit ile lifsi hidro-  
berasit arasındaki dokusal ilişkiler  
(Çift nikol).



Şekil 3.30 : Lifsi-ince prizmatik üleksit ve levhamsı tünelit arasındaki dokusal ilişkiler (Çift nikol).

#### 3.2.4.b. tümkayaç çözümlenmeleri

Formasyondan alınan 376 örnekten 335'inde XRD-TK çözümlenmeleri (Çizelge 3.6) yapılmış ve kayaç birimlerinde kalsit, dolomit, stronsiyanit, kuvars, opal-CT, feldispat (plajiyoklaz, K-feldispat), biyotit, hornblend ve kil minerallerinin bulunduğu saptanmıştır. Karbonat kayaçlarında ender olarak aragonit ve manyezite de rastlanılmıştır. Ayrıca boratlı zonda boraks, üleksit, kolemanit, inyoit, meyerhofferit, kurnakovit, inderit, inderborit, hidroborasit, kernit ve tünelit mineralleri, birçok araştırmacı (Baysal, 1972a; İnan et al., 1973; Baysal ve Ataman, 1975; Sunder, 1980) gibi bu çalışmada da gözlenmiştir. Sunder (1980) tarafından A/31 sondajında belirlendiği ifade edilen jips ve anhidrit minerallerine, bu sondajda yapılan incelemelerde rastlanılmamıştır.

Borat dışındaki bazı önemli minerallerin istatistiksel özellikleri Çizelge 3.7'de verilmiştir. Elde edilen değerlendirmelere göre, ortalama yüzdeleri ve bulunuş fre-

Çizelge 3.6 Sarıkaya formasyonu örneklerinin XRD-TX çizimleme sonuçları.

Örnek No. KN	Ka.	Do.	St.	Ku.	O-ÇT	F	Km.	Bl.	Örnek No. KS-280	Ka.	Do.	St.	Ku.	O-ÇT	F	Km.
6	2				89				281	100	19					19
7	7				97				282	100	3	81			4	41
8	100				53				283	97	3					36
9	100								284	97	3					26
11	5	3			58				285	99	9	1			5	41
24	97								286	91	67					
25	99								287	100	9					
26	19				81				288	4	67			3	26	
27	97								290	9	33	2		7	27	
28	100								293	24	54			4	42	
29	97	3							295	İnyoit + Dolomit + Kil min	71	2				
30	74				26				296	İnyoit	71				27	20
31	100								297	İnyoit	30					
32	32				2				298	İnyoit	30			3	48	58
45	98				18				300	19	82				18	
50	82				67				301	46	61			5	34	19
54	33	100							302	14	81	19				
66									303	74	26					
69	100				2				304	41	59					
81	94								305	46	16	38				
93	100								306	100	100					
94	100				6				308	Kolemanit						
111	94								309	10				13	77	
112	100				18				310	Üleksit						
113	82								311	Üleksit + Tünelit + Dolomit + Kil min	60				40	
114	100				1				312	Üleksit + Tünelit + Dolomit + Kil min	60					
115	99								313	Üleksit + Tünelit + Dolomit + Kil min	60					
116	49				50				314	Üleksit + Tünelit + Dolomit + Kil min	60					
117	100								315	Üleksit + Tünelit + Dolomit + Kil min	60					
118	100								316	Üleksit + Tünelit + Dolomit + Kil min	60					
119	100								317	Üleksit + Tünelit + Dolomit + Kil min	60					
126	17								318	Üleksit + Tünelit + Dolomit + Kil min	60					
127									319	K-Feldspat + Boraks	63					
130					3				321	Kalsit + Boraks	63					
131									322	Üleksit + Tünelit	69	3			3	37
134					14				323	Üleksit + Tünelit	69				2	25
136									324	Üleksit + Tünelit	69				3	36
138									325	Üleksit + Tünelit	69				2	37
139									326	Üleksit + Tünelit	69				3	37
141									327	Üleksit + Tünelit	69				3	37
142									328	Üleksit + Tünelit	69				3	37
143									329	Üleksit + Tünelit	69				3	37
144									330	Üleksit + Tünelit	69				3	37
145									331	Üleksit + Tünelit	69				3	37
146									332	Üleksit + Tünelit	69				3	37
147									333	Üleksit + Tünelit	69				3	37
148									334	Üleksit + Tünelit	69				3	37
150									335	Üleksit + Tünelit	69				3	37
153									336	Üleksit + Tünelit	69				3	37
155									337	Üleksit + Tünelit	69				3	37
156									338	Üleksit + Tünelit	69				3	37
157									339	Üleksit + Tünelit	69				3	37
158									340	Üleksit + Tünelit	69				3	37
159									341	Üleksit + Tünelit	69				3	37
160									342	Üleksit + Tünelit	69				3	37
									343	Üleksit + Tünelit	69				3	37

Qizelge 3,6 (devam ediyor)

Örnek No	Ka	Do	St	Ku	O-ÇT	F	Km
KS-345	6	41				4	49
346		55				8	37
348	20	41				10	49
349		18				13	49
352	64					3	30
354		70				3	28
355		Uleksit + Tünelit + Kil min + Do.					
357		Uleksit + Tünelit + Kil min + Do.					
358		Uleksit + Tünelit + Kil min + Do.					
359		Hidroborasit + Tünelit					
360		49 (Hidroborasit)				6	45
361		Hidroborasit					
362	37	63					
362.1	29	71					
363	60					3	37
364	76						24
365	67					5	28
365.5	63					3	31
366		Uleksit + Dolomit + Kil min					
367	48					10	42
369	52					8	40
370	22					13	55
371	50					8	42
373	13					9	55
375	60					3	27
378		71					29
380		Dolomit + Kil min + Tünelit					
381		Uleksit + Dolomit + Tünelit + Km.					
382		Hidroborasit + Tünelit					
383		Kolemanit					
384		Hidroborasit + Kolemanit					
385		49 (Hb + K)				7	44
386		Hidroborasit + Kolemanit					
387		Hidroborasit					
388		Kolemanit					
405		100					
406		100					
407		100					
408		100					
409		100					
410		100					
411		100					
KN-435	32	43				25	25
436		62				31	31
437		61				25	25
438		61					
439		Kuruakovit					
440		66				2	32
442		72				2	32
443		26					
444		6 (Bis=3)				5	76
KK-452	77	86				3	11
453		37					
KS-454	100						
455		50				6	44
456		Dolomit + Kil min + Uleksit					
457		47				9	44
458							
Örnek No	Ka	Do	St	Ku	O-ÇT	F	Km
KS-459	461	62				3	35
462		98				2	29
464		70				1	39
466		58				3	45
467		55					
468		Tünelit + Uleksit					
469		Kolemanit + Uleksit + Tünelit					
470		Kolemanit + Kil min					
471		Kolemanit + K-feldispat					
472	14	45					41
473		42				10	48
474		74					26
475		100					
476		43		57			
477		100		23			
478		77					
479		32					
480		8					
481		61		1	13		
482		9					
483		100					
484		75					25
485		47				6	47
486		69					31
487		76					24
488		65					35
489						22	78
490						6	44
491		50					
492		Hidroborasit + Hidroborasit + Tünelit					
493		Kolemanit + Dolomit + Kil min					
494		54				6	40
495		68				32	29
496		71					
497		38				2	
KN-511	96	4					
512		17				3	80
513		35				24	41
520		55				3	
521		33				7	41
522		30				1	41
523		39 (Hornblend)				9 (Bis=13)	39
524		36				2	61
525		(Bis=55)					
526		5				54	18
529		9				9	91
530		100				75	16
531		100				100	
545		100					
557		100				61	33
558		6				14	32
561		2					
576		100					
577							
578		Boraks + Uleksit + Tünelit				10	31
KS-579							59

Örnek No	Ka	Do	St	Ku	O-ÇT	F	Km
KS-580	581	Tünelit					
582		Feldispat + Kil min + Bi + K + Boraks					
601		Hidroborasit + Kolemanit + Tünelit					
602		5				16	84
603		Tünelit					
605		56				4	41
606		78				21	74
655		54				5	30
692		63					
694		100					
709		24				2	
710		74				2	
KK-711	66	32				3	39
712		22					
713		59				4	
714		100					
715		92				4	
716		100					
717		52				38	10
718		100					
719		15				36	31
720		38				2	
721		41				2	18
722		8				1	93
723		39				2	17
724		67				1	70
725		31				1	29
726		32				1	36
727		100					
728		69				1	30
729		70				1	30
730		100					
731		73				27	
KN-732	66	34					
733		89				2	9
739		2				20	
740		20				80	
743		100					
744		4				2	94
745		(Bis = 27)				2	67
748		inyolit					
749		tünelit					
750		inderit					
751		inderborit					
752		Meyerhoffarit					
753		Kornit					
754		inderit + Uleksit					

Çizelge 3.7 : Sarıkaya formasyonunda belirlenen bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%).

<u>Mineral</u>	<u>Frekans</u>	<u>En az</u>	<u>En çok</u>	<u>Ortalama</u>
Kalsit	50	2	100	61
Dolomit	70	3	100	52
Stronsiyanit	8	1	19	3
Kuvars	25	1	100	20
Opal-CT	9	10	100	42
Feldispat	28	2	39	8
Kil min.	51	17	100	42
Biyotit	2	13	35	22

kansları yüksek olan kalsit, dolomit ve kil mineralleri birimin egemen minerallerini oluşturmaktadır.

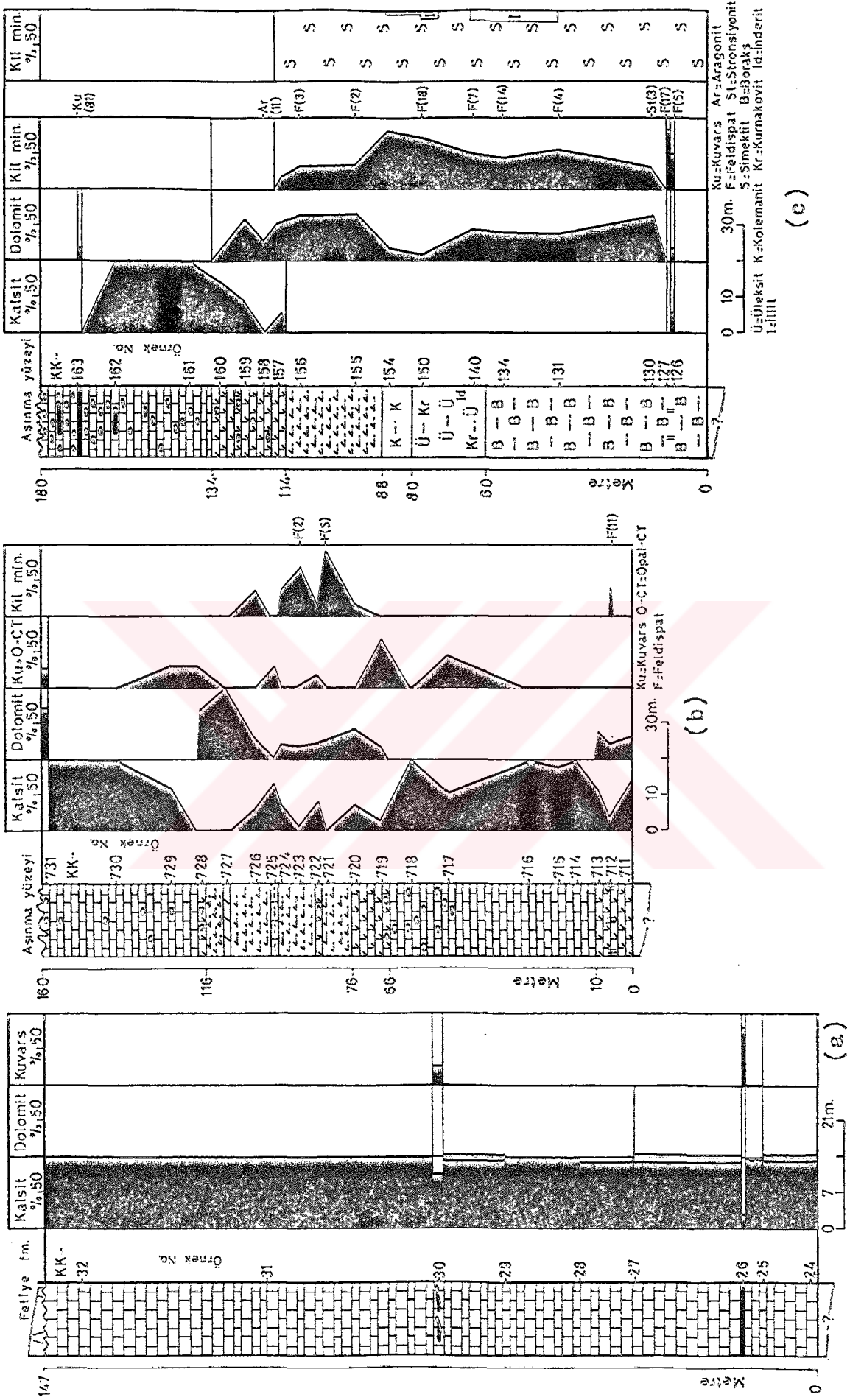
Yukarıda belirtilen minerallerin dikey dağılımları, yüzey kesitleri ve açık ocak çevresinde yapılan sondajlarda araştırılmıştır (Şekil 3.3I-3.35). Dikme kesitlerden görüldüğü gibi, dolomit ve kil mineralleri, boratlı zonda ve bu zonu çevreleyen killi-karbonatlı seviyelerin ana bileşenleri durumundadır. Kalsit, formasyonun en alt ve üst kesimlerinde baskın mineraldir. Kuvars ve opal-CT çörtlü, feldispat ve biyotit tüflü düzeylere bağımlılık göstermekte ve boratlı zonda düşük miktarlarda izlenmektedir.

5.Bölüm'de ayrıntısına inilecek olan minerallerden karbonatlar, kalsit-kalsit+dolomit-dolomit-kalsit+dolomit-kalsit, boratlar ise Ca-NaCa-Na-NaCa-Ca borat biçiminde dikey ve yanıl mineralojik zonlanmalar göstermektedir.

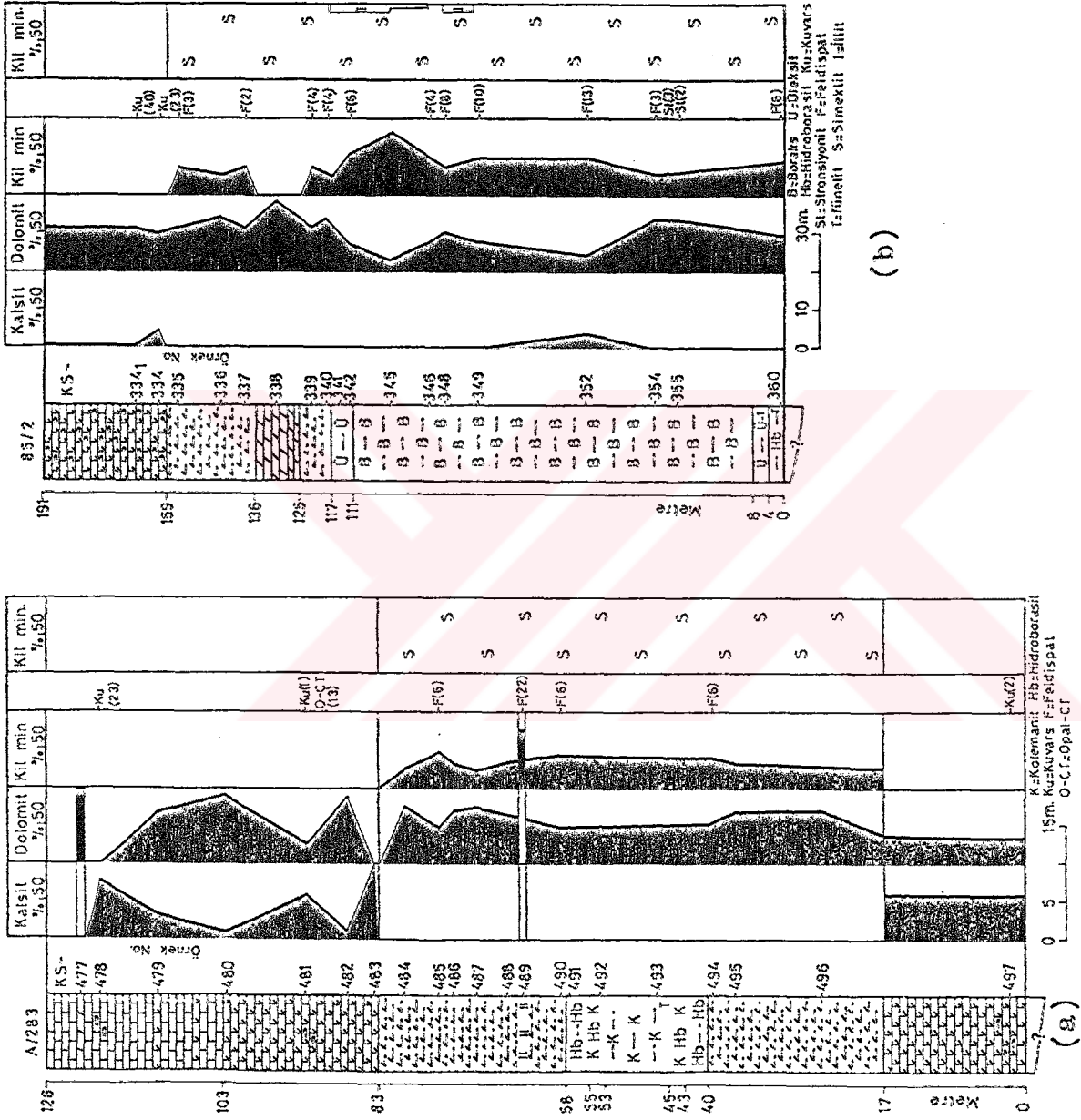
#### 3.3.4.c. kil fraksiyonu çözümlenmeleri

KF çözümlenmesi yapılan 113 örneğin hepsinde simektitin (bulunuş frekansı % 100, en az % 80, en çok % 100, ortalama % 99) egemen kil minerali olduğu ortaya konulmuştur (Çizelge 3.8). Sadece 15 örnekte gözlenen illit, ortalama % 9 (bulunuş frekansı % 13, en az % 5, en çok % 20)



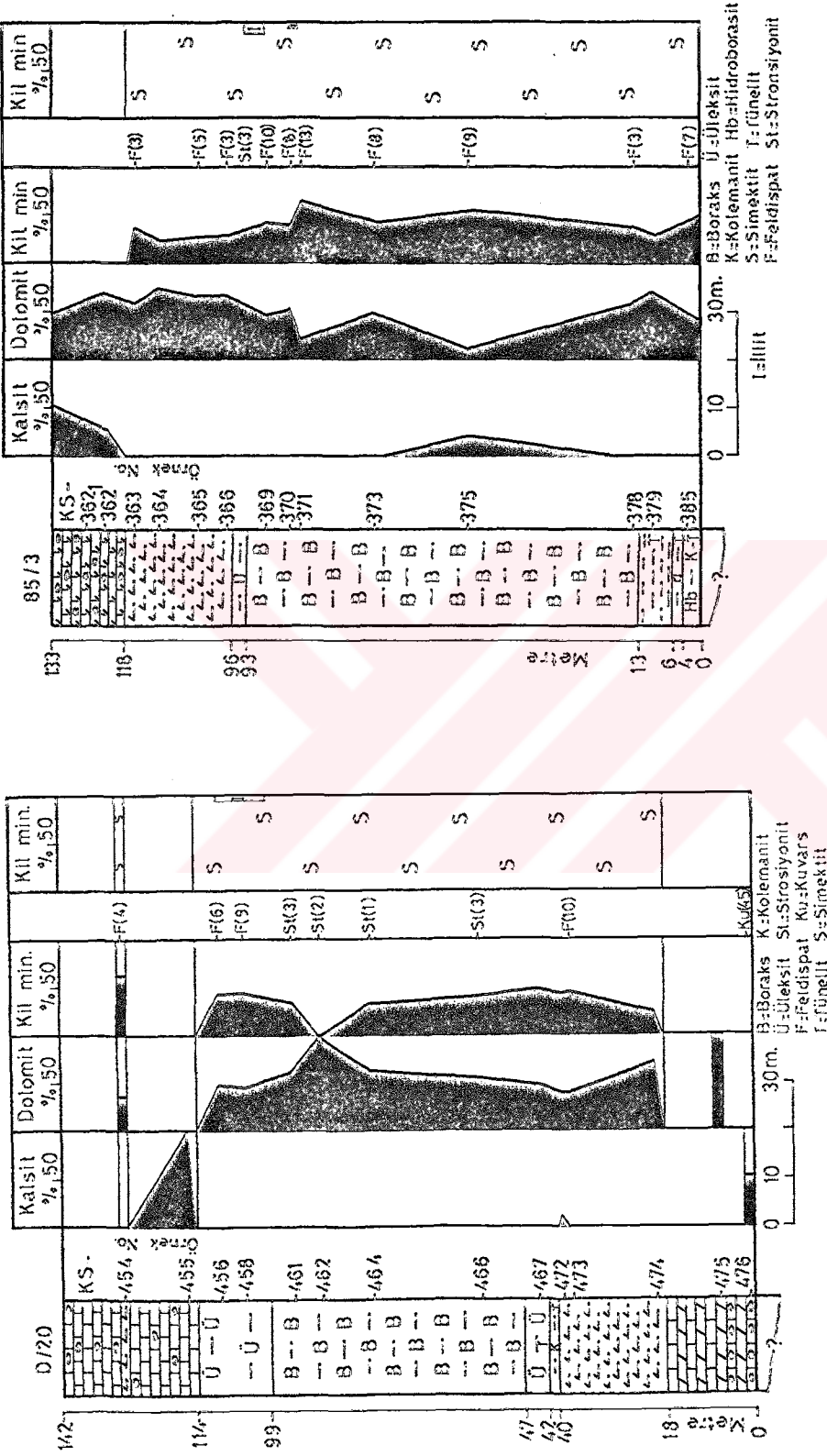


Şekil 3.31 ; Sarıkaya formasyonunun a) Zahran dere, b) Kayaboğazı dere, c) açık ocak kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.

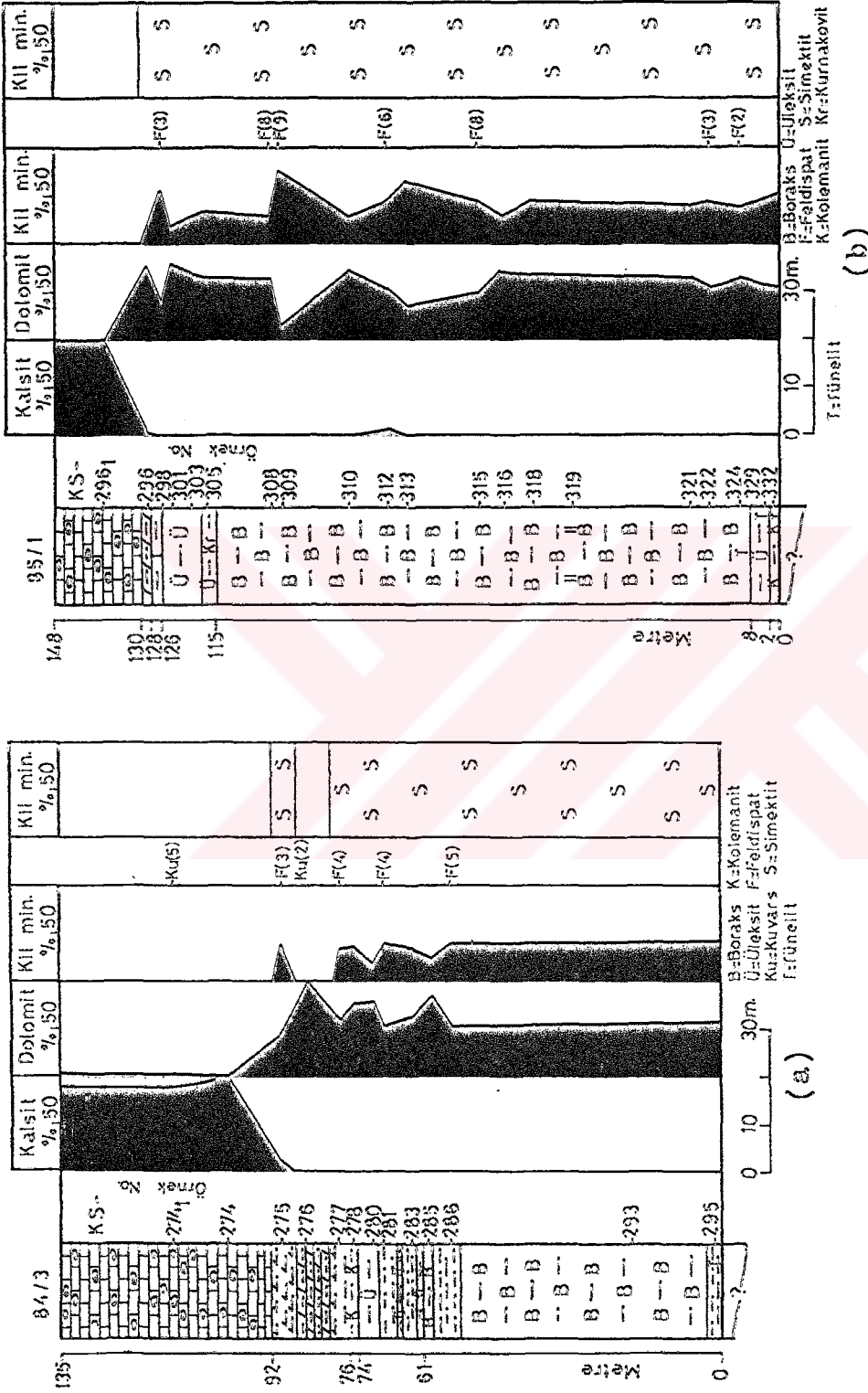


Şekil 3.32 : Sarıkaya formasyonunun a) A/283, b) 85/2 sonda,larında belirlenen minerallerin dikey dağılımları.





Şekil 3.34 : Sarıkaya formasyonunun a) D/20, b) 85/3 sondajlarında belirlenen minerallerin dikey dağılımları.



Şekil 3.35 : Sarıkaya formasyonunun a) 84/3, b) 85/1 sondajlarında belirlenen minerallerin dikey dağılımları.

Çizelge 3.8: Sarıkaya formasyonu kayaç örneklerinin XRD-KF çözümü sonuçları.

Örnek No	S	I	d(Å)	Örnek No	S	I	d(Å)
KK-126	100			KS-319	85	15	
127	100		1.518	321	100	+	1.517
130	100			322	100		
131	100	+		324	100		1.516
134	85	15		325	100		1.519
136	100	+		326	100		1.518
140	100	+		327	100	+	1.520
142	100	+		329	100		1.520
150	90	10		332	100		1.518
154	95	5		335	100		
155	100			336	100		
156	100	+		337	100	+	
157	100			338	100		
KS-234	100			339	100	+	
235	100		1.518	340	100		
236	100	+		342	90	10	
238	100			345	95	5	
241	100			346	100	+	
242	100			348	90	10	
243	100	+		349	90	10	
249	100	+		352	100	+	
253	100			354	100		
258	100			355	100		
263	100			357	100	+	
264	100	+		360	100		
268	100			363	100	+	
271	100			364	100	+	
275	100	+		365	100	+	
277	100	+		366	100	+	
278	100			369	90	10	
280	100			370	100	+	
281	100	+		371	95	5	
283	100	+		373	100	+	
285	100			375	100	+	
286	100	+		378	100		
293	100	+		379	100		
295	100			385	100		
296	100		1.520	KN-438	100		
298	100	+		440	100		
301	100		1.519	KS-454	100	+	
303	100		1.518	456	100	+	
305	100		1.518	458	95	5	
308	100	+	1.520	461	100		
309	95	5	1.518	464	100	+	
310	100			466	100		
312	100	+	1.516	467	100	+	
313	95	5	1.520	471	100		
315	95	5		472	100		
316	100		1.518	473	100	+	
318	100		1.518	482	100	+	

Çizelge 3.8 (devam ediyor)

Örnek No	S	I	d(060)	Örnek No	S	I	d(060)
KS-485	100	+		KS-496	100		
486	100	+		KN-520	100		
488	100	+		525	80	20	
489	100	+		577	100		
490	100	+		578	100		
494	100	+		581	100	+	
495	100						

oranında bulunmaktadır. Bazı örnekler ise eser miktarda (% 5'den az) illit içermektedir.

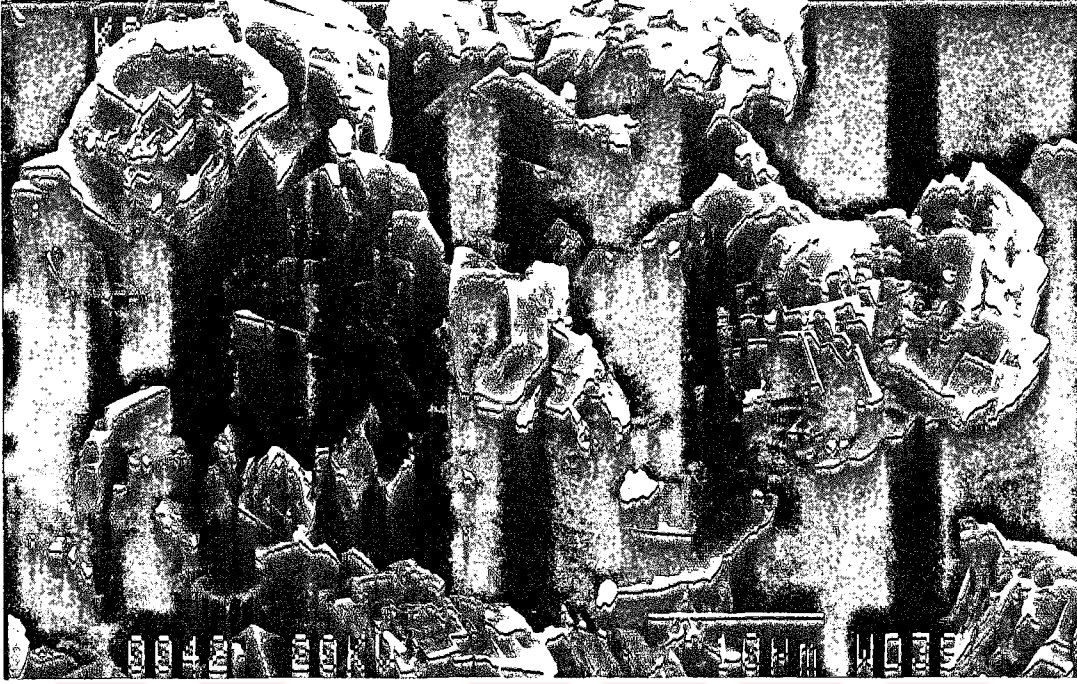
Killi-karbonatlı seviyelerin ana minerali olan simektitin, 20 örnekte gerçekleştirilen d(060) ölçümlerinde, trioktaedrik ( $d_{060}=1.516-1.520 \text{ \AA}$ , ort.  $1.518 \text{ \AA}$ ) bileşimde yani Mg bakımından zengin olduğu belirlenmiştir (Bkz. Çizelge 3.8).

Diğer taraftan, Sunder (1980) tarafından boratlı zonda gözleendiği illeri sürülen kaolinit türü kil mineraline bu çalışmada rastlanılmamıştır. Boratlı birimde kaolinit oluşumu için gerekli kimyasal parametrelere hiçbir dönemde ulaşılmadığı gözönünde bulundurulursa, bu mineralin gelişmesi mümkün görülmemektedir. KF'unda bir iki örnekte eser miktarda gözlenen klorit, kaolinit ile karıştırılmış olabilir.

Belirlenen kil minerallerinden simektitler, toz boyundaki volkanik malzemenin bütünüyle su ortamında çözünmesi ve sonra çözeltilerden itibaren çökeltme ile oluşmuşlardır. Buna karşın illitler, ince taneli mika minerallerinin (pirojenik biyotit ve/veya detritik muskovit) kil boyu fraksiyonunu temsil etmektedir.

#### 3.3.4.d. taramalı elektron mikroskop incelemeleri

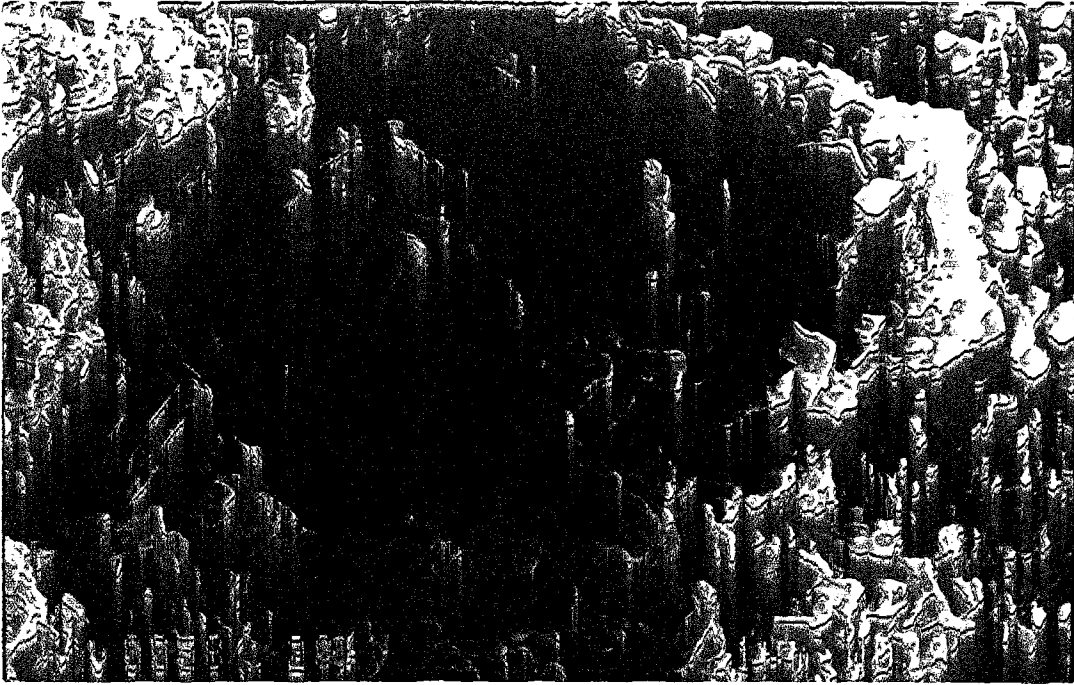
Bu çalışmalar, killi-karbonatlı, silisli ve tüflü kayalıklarda yapılmıştır. Karbonat kayalıklarının esas minerallerinden olan kalsit, özşekilli romboedrik kristal topluluklarından oluşmaktadır (Şekil 3.36). Oldukça düzgün



Şekil 3.36 : Romboedrik, iyi gelişmiş yüzeylere sahip kalsit toplulukları.

gelişmiş yüzeylere sahip kalsit minerallerinin büyüklükleri 2-10 mikron arasında değişmektedir. Karbonat minerallerinin Mg içeriği ile kristal morfolojileri arasındaki ilişkileri inceleyen Folk (1974), yüksek Mg-kalsitlerin lifsi, düşük Mg-kalsitlerin çok yüzeyli biçimde geliştiğini, bunlardan lifsi kalsitlerin yavaş, özşekilli olanların ise hızlı olarak büyüdüklerini belirtmektedir. İnceleme alanındaki kalsitlerin düşük Mg içerikleri, yukarıdaki araştırmacının görüşlerini doğrulamaktadır. Diğer karbonat minerallerinden dolomit, kalsite göre daha küçük (1-5 mikron) olup özşekilli, romboedrik kristaller olarak bulunmaktadır (Şekil 3.37). Bu şekildeki ince romboedrik dolomitlerin oldukça sulu çözeltilerden yavaş kristalizasyon sonucunda clüştükleri belirtilmektedir (Folk and Land, 1975). Dolomitlerdeki iri kristal değişimlerinin ise yüzeye yakın koşullarda, tuzlu ortamlarda geliştikleri Folk and Siediecka (1974) ile Weaver (1975) tarafından ifade edilmektedir.





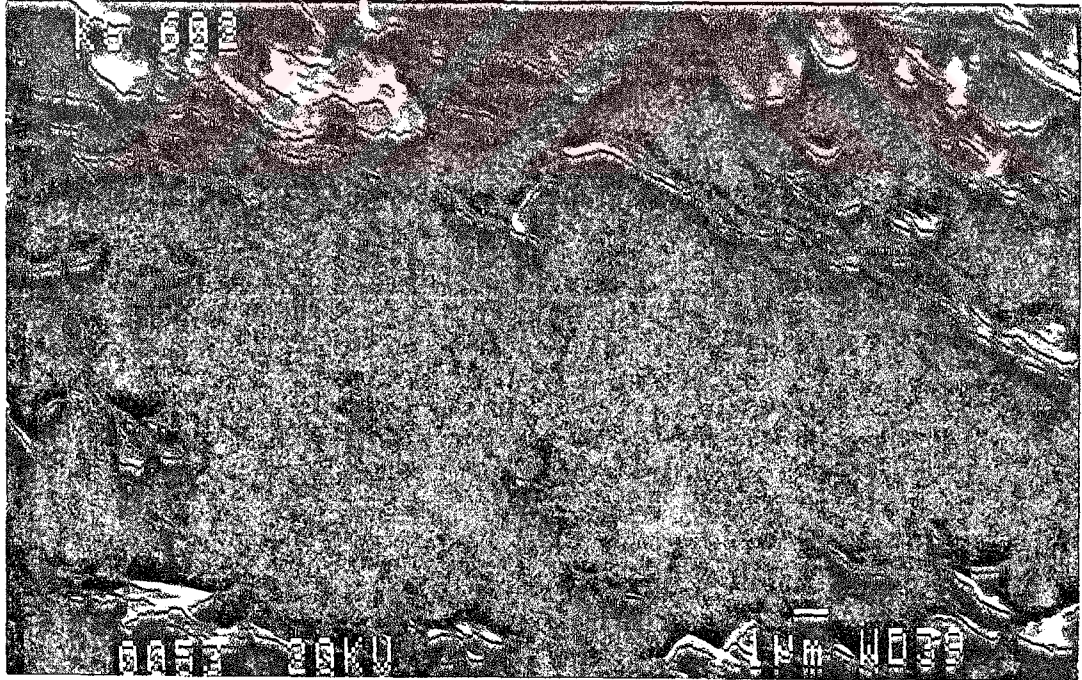
Şekil 3.37 : Özşekilli, çokyüzeyle, romboedrik dolomit kristalleri.

Çörtlü seviyelerdeki kuvars, özşekilli ve iyi gelişmiş yüzeylere sahip olup tane büyüklükleri 20 mikronu geçmektedir (Şekil 3.38). Kuvarın kristal yüzeylerindeki keskin kırılmalar ve koordinasyon çizgileri ile poligonall üçlü nokta dokusu (Le Roux and Jackson, 1978) belirgin ve tiniktir.

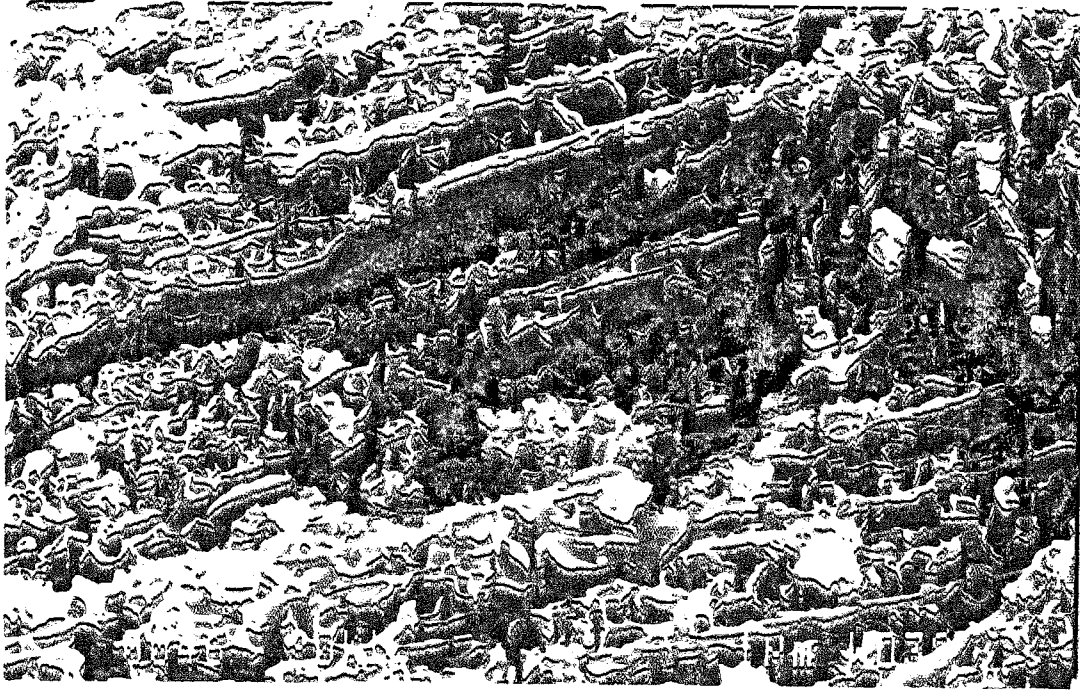
Diğer taraftan, killeşmiş tüflerde gelişen levhamsı simektitlerin diziliminin laminalanma düzlemine paralel olduğu SEM mikrofotografında (Şekil 3.39) görülmektedir. Tüf özelliğini önemli ölçüde korumuş başka bir örneğin bağlayıcı malzemesinde, K-feldispat ve simektitlerin birlikte büyüdüğü gözlenmiştir. Kayaçtaki pomzaların ilksel lifsi dokusu korunmuş olup liflerin kenarları birbirine paraleldir (Şekil 3.40). Aynı kayacın detay görünümü (Şekil 3.41), özşekilli 5-10 mikron büyüklüğündeki K-feldispatların tanınmasını kolaylaştırmaktadır. Bu mikrofotografın sağ alt köşesindeki masif kesimde, ideal kristal yüzeylerine ulaşamamış K-feldispatlar görülmektedir. Bunların çevresinde ise ince levhalar ha-



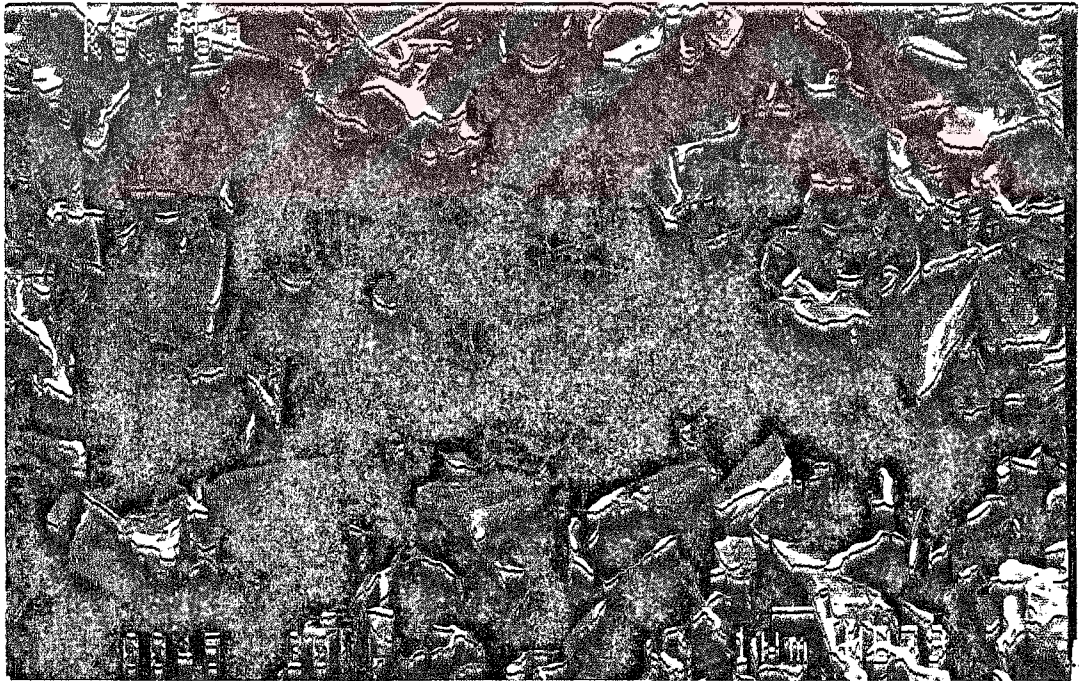
Şekil 3.38 : Özşekilli, kırılma yüzeyli kuvars mineralleri.



Şekil 3.39 : Levhamsı simektitlerin oluşturduğu yönlü doku ve özşekilli K-feldispatlar.



Şekil 3.40 : Tüflerdeki pomzalarda gelişmiş simektit ve K-feldispat.



Şekil 3.41 : Özşekilli K-feldispat ve çevresindeki ince levhamsı simektitler (Şekil 3.40' in ayrıntılı görünümü).

linde simektitler bulunmaktadır.

### 3.3.4.e. geçirimli elektron mikroskop incelemeleri

Bu incelemeler, kil mineralleri üzerinde yapılmıştır. Simektitlerin TEM mikrofotografı, bu mineralin ince düzgün lamellerden oluştuğunu göstermektedir (Şekil 3.42). Simektit partikülleri farklı büyüklükte olup kenarları kısmen bükülmüştür. Çok küçük simektit toplulukları, kuş tüyü (fluffy) gibi kabarık durumda bulunmaktadır. Küçük levhamsı biçimdeki illitlerin kırılmış, düzgün olmayan kristal kenarları, bu mineralin detritik kökenine işaret etmektedir.

Şekil 3.43'de ise simektitin mikrodifraksiyonu verilmiştir. Bu araştırma, simektitlerin kristalinitelerinin kötü olmadığını, ancak mika mineralleri ile karşılaştırıldığında, mikrodifraksiyonda atom düzlemlerine karşılık gelen noktaların belirgin olarak izlenemediği görülmüştür.



Şekil 3.42 : İnce, bükülmüş ve bir yönde uzamış simektitler ile sol tarafta levhamsı illit.



Şekil 3.43 : Simektitin elektron mikrofraksiyonu.

### 3.2.5. Türkmendağı bazaltı

#### 3.2.5.a. optik mikroskop incelemeleri

Birimden alınan kayaç örneklerinin OM incelemeleri sonucu, bunların pilotaksitik dokuda oldukları gözlenmiştir. Gaz boşluklarının kalsit ile doldurulmasıyla ortaya çıkan amigdaloyidal dokuya da bazı incekesitlerde rastlanılmıştır. Kayaçta fenokristal olarak olivin, nadiren de plajiyoklaz ve ojit kristalleri bulunmaktadır. Hamur maddesi ise olivin, ojit, opak mineral ve plajiyoklaz mikrolitleri ile az miktardaki volkanik camdan oluşmuştur.

Kayaçta gözlenen minerallerden plajiyoklaz, labrador ( $Ab_{45}An_{55}$ ) bileşiminde olup genellikle mikrolit ve küçük fenokristaller halindedir. Özşekilli-yarı özşekilli, prizmatik plajiyoklaz kristalleri, polisentetik ikizlenme ve zonlu doku, ender olarakta serisitleşme ve karbonatlaşma göstermektedir. Ojit, renksiz, ikizlenmeli, yarı özşekilli ve prizmatik mineraller halinde gözlenmek-

te ve olivin ile birlikte yer yer glomeroporfirik dokuyu oluşturmaktadır. Kayacın bileşimine katılan diğer önemli minerallerden olivin, özşekilli, kalın levhamsı, zonlu dokulu ve soluk sarı-turuncumsu renktedir. Bazı örneklerde, çatlaklardan ve kenarlarından itibaren yer yer serpantinleşme, opaklaşma, talklaşma ve iddingsitleşme gibi bozunmalar izlenmekte ve özşekilli opak mineral kapanımları içermektedir. Bu volkanik kayalar, dokusal ve mineralojik özellikleri gözönüne alınarak 'olivin-bazalt' (Streckeisen, 1979) olarak adlandırılmıştır.

### 3.2.6. Fetiye formasyonu

#### 3.2.6.a. optik mikroskop incelemeleri

Birime ait özellikle havzanın doğusunu temsil eden 11 örnekte yapılan OM incelemeleri, kayaların vitroklastik dokuya ve kırıntılı görünümüne sahip olduklarını göstermiştir. Volkanojenik kuvars, plajiyoklaz, sanidin, biyotit, hornblend ile detritik muskovit, volkanik (andezit, ri-yolit, bazalt), metamorfik (şist, gnays), kireçtaşı ve çört gibi kayaç parçacıkları örneklerde önemli miktarlarda bulunmaktadır. Kayacın bağlayıcı malzemesini ise karbonat çimento ile volkanik cam kıymıkları ve pomzalar oluşturmaktadır.

Kayaçlardaki bileşenlerin özellikle minerallerin kenarları düzgün olmayıp nispeten yuvarlak durumda bulunmakta ve mikroskopik ölçekte lamellanma ve derecelenme göstermektedir.

Birimdeki kayaların gösterdikleri dokusal özellikler ve türedikleri kayaç grupları gözönüne alınarak, bunların 'resedimente camsı veya kristal kül tuf' (Schmid, 1981) biçiminde adlandırılmalarının uygun olacağı sonucuna varılmıştır. Ayrıca, incekesitlerde Türkmendağı bazaltına ait kayaç parçacıklarının gözlenmesi, Fetiye formasyonunun bazaltlardan daha genç olduğunu da ortaya koymaktadır.

### 3.2.6.b. tümkayaç çözümlenmeleri

Formasyonun 20 örneğinde yapılan çözümlenmeler (Çizelge 3.9) sonucunda kalsit, kuvars, opal-CT, feldispat, kil mineralleri, biyotit ve klinoptilolit varlığı saptanmıştır. Bu minerallerden, bulunuş frekansı ve ortalama yüzdesi yüksek olan kalsit ve kil mineralleri birimin egemen mineralleridir. Birimin her seviyesinde gözlenen kuvars ve feldispatın ortalama yüzdeleri ise düşüktür (Çizelge 3.10).

Çizelge 3.9 : Fetiye formasyonu kayaç örneklerinin XRD-TK çözümlenme sonuçları.

Örnek No	Ka	Ku	O-CT	F	Km	Bi	Kl
KN- 1		17	17	19	47		
5		9		24	67		
16		4	24	7		9	56
KK- 33	33	3		11	22	31	
34	95			5			
35		11	35	17		37	
36	55	1	39	5			
37	49	13		27		11	
38	28	5		59		8	
39	24	4	52	20			
41		5	42	28		25	
KN- 42	6	12		10	54	18	
199	87	4		9			
KS-583		7		11	82		
584		11		10	79		
585		5		41	54		
586		4		11	85		
KN-667	32	14		7	15	32	
693	15	5		16	22	52	
695	5	3		4	77	11	

Çizelge 3.10 : Fetiye formasyonundaki bazı minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%).

Mineral	Frekans	En az	En çok	Ortalama
Kalsit	55	5	95	39
Kuvars	95	1	17	7
Opal-CT	30	17	52	35
Feldispat	100	4	59	17
Kil min.	55	15	85	55
Biyotit	50	9	52	23
Klinoptilolit	5	56	56	56

İnceleme alanının güneydoğusunda kil mineralleri, batı kesiminde ise kalsit, kuvars, opal-CT ve feldispat önemli olmaktadır (Şekil 3.44). Bu farklılık, formasyonun basenin batı kesiminde daha fazla kırıntılı malzeme almasından kaynaklanmaktadır.

### 3.2.6.c. kil fraksiyonu çözümlenmeleri

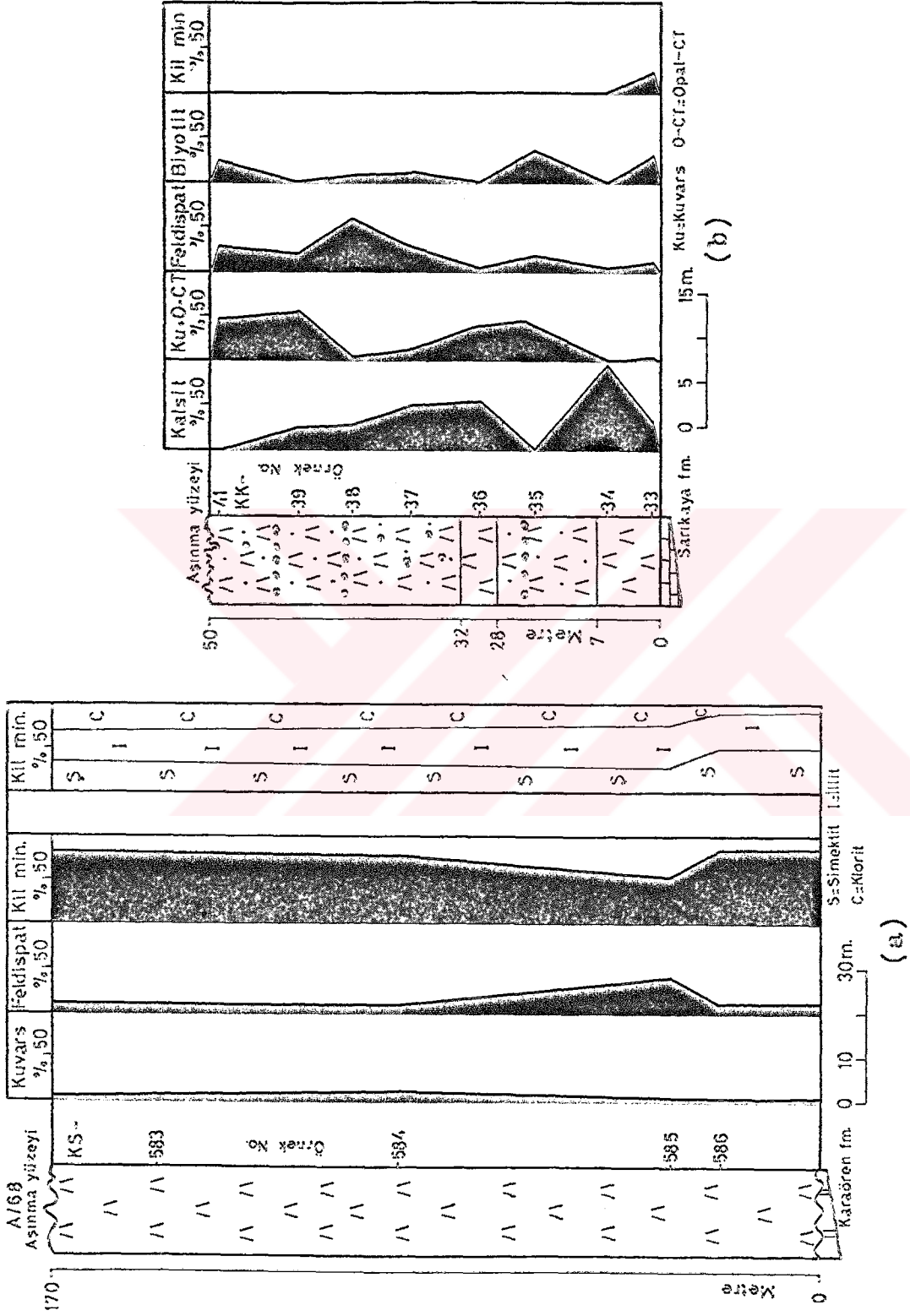
Birimin 4 örneğinde yapılan KF çözümlenme sonuçları Çizelge 3.11'de verilmiştir. Formasyonun baskın kil minerali olan simektitin (bulunış frekansı % 100, en az % 30, en çok % 85, ortalama % 50) yanında illit (bulunış frekansı % 100, en az % 15, en çok % 50, ortalama % 35) ve kloritte (bulunış frekansı % 75, en az % 10, en çok % 30, ortalama % 20) diğer formasyonlara göre önemli miktarlarda bulunmaktadır. Bu değişiklik, birimin piroklastik malzeme dışında, kaynak bölgedeki Temel kayalardan da detritik bileşen almasının doğal sonucudur.

Arazide jeolojik harita yapımı sırasında, Fetiye ve Karaören formasyonlarının benzer görünüşleri, bu iki birimin birbirinden ayırte dilmesini güçleştirmiştir. Bu nedenle, bu iki birimin esaslı sınırlarının çiziminde diğer jeolojik verilerle birlikte kil mineralojisinden de yararlanılmıştır. Gerçekte, Karaören formasyonunda simektit egemen kil mineralini oluştururken, Fetiye formasyonunda illit ve klorit önem kazanmaktadır. Bu sonucun, Etibank'ın bölgede yapacağı sondajlarda, boratlı birimin (Sarıkaya formasyonu) taban (Karaören formasyonu) ve tavan (Fetiye formasyonu) kayalarının belirlenmesinde yararlı olacağına inanılmaktadır.

Çizelge 3.11 : Fetiye formasyonu kayaq örneklerinin XRD-KF çözümlenme sonuçları.

Örnek No	S	I	C
KN- 42	85	15	
KS-583	35	35	30
585	30	50	20
586	50	40	10





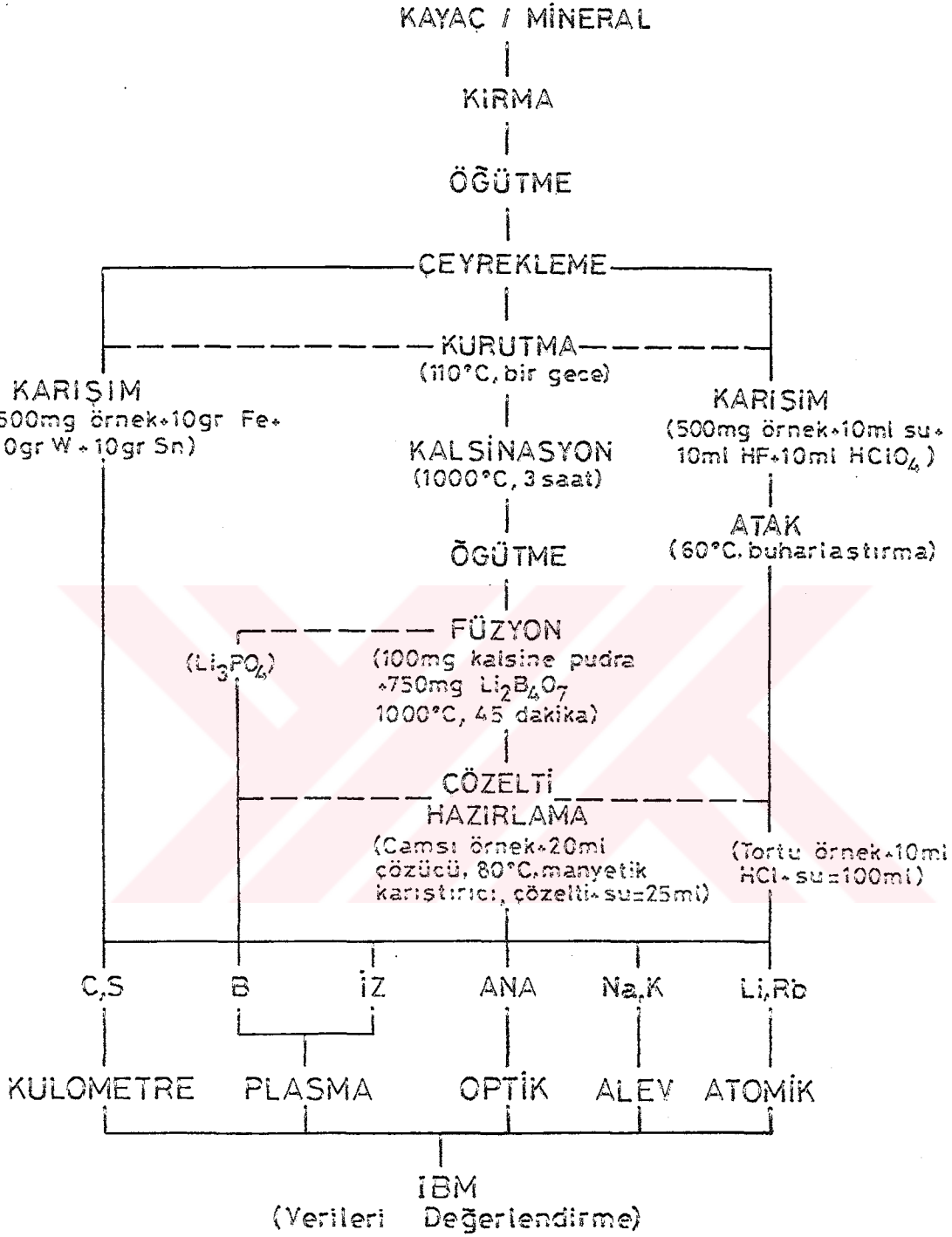
Şekil 3,44 : Petiye formasyonunun a) A/68 sondajında (güneydoğu kesimi), b) Sivri tepe (batı kesimi) kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.

#### 4. JEOKİMYA

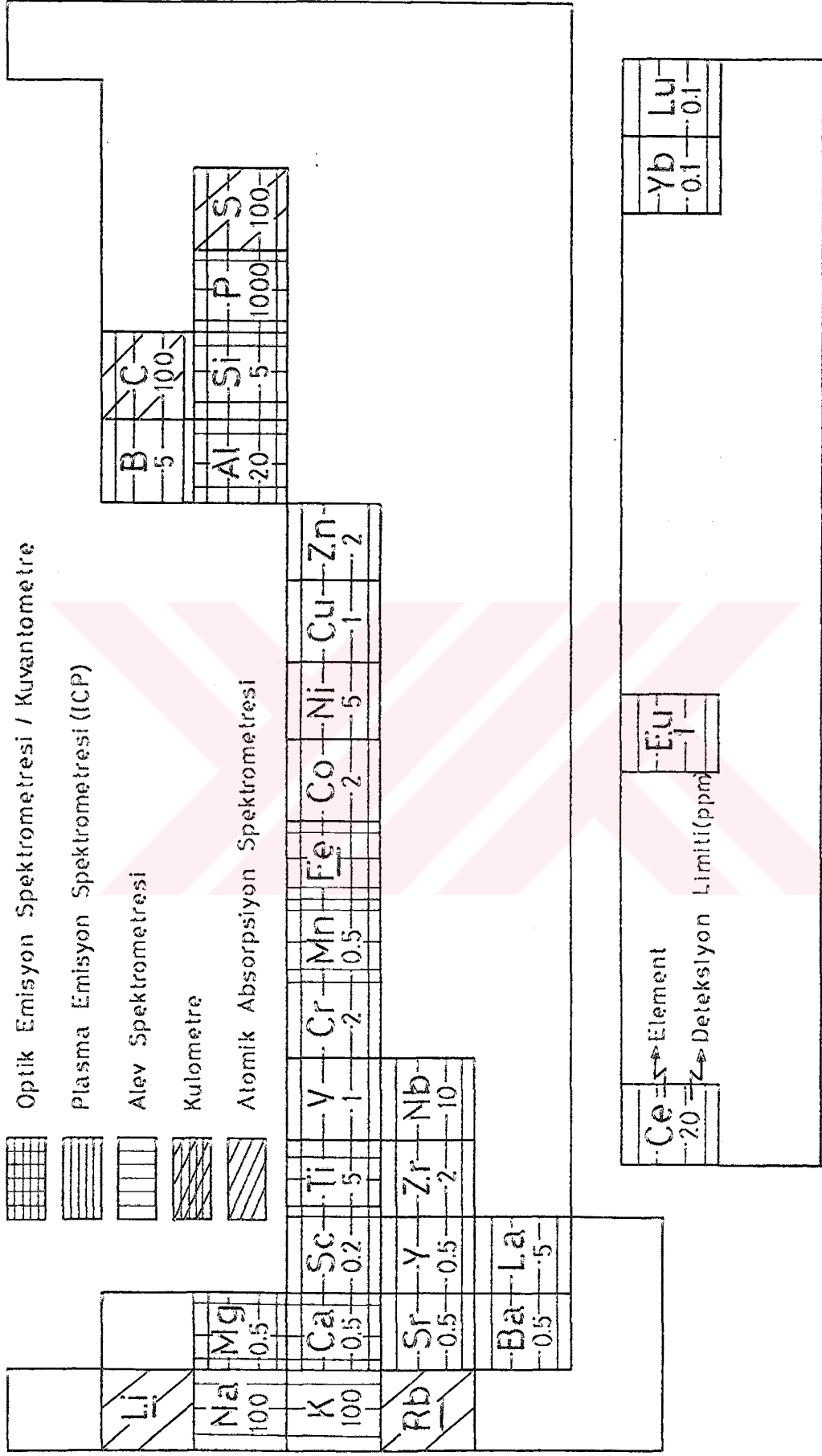
Bu bölümde, Karaören ve Sarıkaya formasyonlarında belirlenen simektit türü kil minerallerini adlandırmak, karbonat ve simektit minerallerindeki ana ve iz elementlerin dikey ve yanıl yöndeki değışimlerini araştırmak, volkanik ve piroklastik kayaların petrokimyasal özelliklerine açıklık getirmek amacıyla jeokimyasal incelemelerden elde edilen veriler tartışılacaktır.

##### 4.1. Çözümleme Yöntemleri

Simektit minerallerinde, volkanik ve piroklastik kayalarda yapılan ana, iz ve nadir toprak element çözümlenmeleri, Strasbourg Jeoloji Enstitüsü (Fransa) Laboratuvarları'nda, Samuel et Rouault (1983) ile Krempp'in (1982) belirlediği esaslara uygun olarak gerçekleştirilmiştir. Kimyasal çözümlenmeler için yapılan işin akış sırası Şekil 4.1'de verilmiştir. Ana (major) element çözümlenmeleri % oksit şeklinde ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  = toplam demir,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Mn}_3\text{O}_4$  = toplam mangan,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ),  $1000^\circ\text{C}$ 'deki ateşte kayıp (LOI) miktarı ise  $110^\circ\text{C}$ 'de bir gece kurutulmuş örnek ağırlığının yüzdesi olarak ifade edilmiştir.  $\text{Na}_2\text{O}$  ve  $\text{K}_2\text{O}$  çözümlenmeleri, EEL 450 tip Alev Spektrometresi'nde, diğerleri Optik (Ark) Emisyon Spektrometresi'nde (Kuantometre) yapılmış olup maksimum bağıl hata %  $\pm 2$  mertebesinde dir. İz/eser (trace) element çözümlenmeleri Sr, Ba, Sc, Y, Zr, V, Nb, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Li, Rb, B, C, S; nadir toprak (rare earth) element çözümlenmeleri La, Ce, Eu, Yb, Lu elementlerini içermektedir. Li ve Rb çözümlenmeleri, PERKIN-ELMER 430 tip Absorpsiyon Spektrometresi'nde yapılmıştır. Maksimum bağıl hata %  $\pm 10$ 'dur. C ve S çözümlenmeleri, CS-125 tip Kulometre'de, diğer elementler ARL 35000 tip ICP Plasma Emisyon Spektrometresi'nde gerçekleştirilmiş olup maksimum bağıl hata %  $\pm 10$ 'dur. Uygulanan yöntemler, çözümlenmesi yapılan elementler ve bunların dedeksiyon limitleri (ppm) toplu halde periyodik tablo üzerinde gösterilmiştir (Şekil 4.2).



Şekil 4.1 : Jeokimyasal çözümlenme yöntemlerinin iş akış şeması.



Şekil 4.2 : Gözümlemesi yapılan elementlerin, uygulanan yöntemlere göre periyodik tablodaki dağılımları.

Karbonat fazında yapılan çözümlenmeler ise Ca, Mg, Sr, Li, Ba, K, Na ve Mn elementlerini kapsamaktadır. Bu çözümlenmeler, H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kayaç Kimyası Laboratuvarı'nda Atomik Absorpsiyon Spektrometresi'nde yapılmış olup bağıli hata %  $\pm$  20 mertebesinde-dir.

Ayrıca, tüflerdeki zeolit minerallerinin ve bağlayıcı malzemenin yarı nicel kimyasal bileşimleri de SEM'e eklenebilen Enerji Dispersiyon Spektrometresi'nde (Energy Dispersion Spectrometre = EDS) incelenmiştir. 1 mikron  $m^3$ 'lük bir hacmin kimyasal bileşiminin %  $\pm$  5 hata ile saptanabildiği bu yöntemin esasını elementlerin X-ışınları spektrumunu çözümlenmek oluşturmaktadır. Bu yöntemin uygulanmasında öncelikle kayaç örneğinin yüzeyi kesilip düzgün hale getirildikten sonra karbonla kaplanarak analize hazırlanmıştır.

#### 4.2. Simektitlerin Kimyası

##### 4.2.1. Simektitlerin kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri

##### 4.2.1.a. Karaören formasyonu

Bu litostratigrafik birimin simektitlerinden 9'unda ana, 7'sinde iz element çözümlenmeleri yapılmış (Çizelge 4.1 ve 4.2), yapısal formülleri de 11 oksijen bazına göre (Weaver and Pollard, 1973) hesaplanmıştır (Çizelge 4.3). Bunlardan kil fraksiyonunda K-feldispat içeren 5 örneğin yapısal formülü, K-feldispat teorik bileşimi ( $KAlSi_3O_8$ ) çözümlenme sonuçlarından çıkarılarak yeniden hesaplanmıştır. Bu işlemlerden sonra, yük eksikliğinin yapılar arası katyonlar tarafından yine de dengelenmediği görülmüş, bu durumun kil fraksiyonunda amorf silisin bulunmasından kaynaklandığı sonucuna varılmıştır. XRD verilerine göre dioktaedrik olan bu simektitlerden serbest silis içermeyenlerin (KN-502, KN-536, KN-537, KK-403) baydelit bileşiminde olduğu belirlenmiştir.

Çizelge 4.1 : Karabören formasyonu dioktaedrik simektitlerinin ana element gözümleme sonuçları,

$\%$ Oksit	KN-21 <sup>x</sup>	KN-21 <sup>x</sup>	KN-502	KN-536	KN-537	KN-562	KN-562 <sup>x</sup>	KK-400 <sup>x</sup>	KK-400	KK-400 <sup>x</sup>	KK-403	KN-204	KN-204 <sup>x</sup>	KK-209	KK-209 <sup>x</sup>
SiO <sub>2</sub>	67,41	63,66	59,44	53,99	57,99	60,29	57,38	62,56	62,56	58,31	58,77	62,30	61,92	62,82	57,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,68	14,62	21,58	17,99	17,09	15,69	14,87	16,86	16,86	15,66	19,99	20,86	20,75	15,48	13,83
MgO	2,39	3,29	3,46	2,95	3,33	5,39	6,53	3,22	3,22	4,41	3,43	3,72	3,88	4,20	6,50
CaO	0,70	0,96	1,00	2,10	1,70	1,20	1,45	0,70	0,70	0,96	2,10	1,07	1,11	0,90	1,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,20	4,41	4,40	10,10	8,80	2,70	3,27	3,49	3,49	4,78	3,10	0,20	0,21	2,01	3,08
Mn <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,10	0,21	1,22	1,01	0,14	0,17	0,26	0,26	0,36	0,16	0,35	0,36	0,14	0,22
BaO	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	0,11	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	0,17	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
SrO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,34	0,08	0,06	0,08	<0,05	<0,05	0,60	0,60	0,82	0,08	0,05	0,05	0,44	0,68
K <sub>2</sub> O	0,98	---	0,86	0,66	0,51	0,76	---	1,11	1,11	---	1,25	0,10	---	1,52	---
Li <sub>2</sub> O	0,12	0,17	0,09	0,02	0,02	0,02	0,02	0,22	0,22	0,30	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01
LOI	8,58	11,83	9,80	9,30	9,42	11,76	14,25	9,26	9,26	12,68	9,42	8,41	8,77	8,80	13,68
Toplam	99,52	99,52	101,05	98,23	100,20	98,29	98,29	98,42	98,42	98,42	98,50	97,05	97,05	96,33	96,33

x i Simektit fazının, K-feldispat safsızlığı düşürülerek hesaplanmış kimyasal bileşimi.  
0, Y, i Gözümlemesi Yapılmadı.

Çizelge 4.2 : Karadiren formasyonu dioktaedrik simektitlerinin iz element çözün-  
leme sonuçları (ppm).

Element	KN-21	KN-502	KN-536	KN-537	KN-562	KK-400	KK-403	Aralık	Ort.
Sr	76,0	33,0	59,0	156,0	77,3	59,0	23,0	23 - 156	69
Ba	71,0	79,0	405,0	950,0	95,1	59,0	33,0	33 - 950	242
V	8,0	23,0	205,0	236,0	31,7	19,0	18,0	8 - 236	77
Ni	11,0	38,0	75,0	51,0	98,4	21,0	23,0	11 - 98	45
Co	<5,0	6,0	8,0	11,0	11,7	<5,0	5,0	5 - 12	7
Cr	73,0	31,0	377,0	327,0	60,4	77,0	34,0	31 - 377	140
Zn	236,0	73,0	117,0	82,0	105,0	114,0	112,0	73 - 236	120
Cu	166,0	15,0	96,0	48,0	21,4	28,0	15,0	15 - 166	56
Se	10,8	7,7	32,9	31,3	9,2	13,6	6,0	6 - 33	16
Y	39,0	30,0	9,0	8,0	24,2	66,0	17,0	8 - 66	28
Zr	166,0	106,0	299,0	310,0	112,0	150,0	157,0	106 - 310	186
La	58,4	37,8	9,9	11,1	8,0	19,4	7,8	8 - 58	22
Ce	75,0	76,6	20,0	17,9	27,2	44,5	10,0	10 - 77	39
Hf	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0		<1,0
Yb	3,3	3,1	0,9	0,6	2,7	6,9	1,8	0,6 - 6,9	2,7
Lu	0,2	0,4	0,3	0,3	0,5	0,7	0,2	0,2 - 0,7	3,7
Nb	30,4	73,8	14,5	12,3	25,4	82,8	42,9	12 - 83	40
Ti	571,0	416,0	90,0	70,0	80,0	1007,0	220,0	70 - 1007	351
Rb	270,0	190,0	28,0	43,0	97,0	509,0	298,0	28 - 509	205

Çizelge 4.3 ; Karaören formasyonu dioktaedrik simektitlerinin yapısal formülleri,

Katyon	KN-21	KN-21 <sup>x</sup>	KN-502	KN-536	KN-537	KN-562	KN-562 <sup>x</sup>	KK-400	KK-400 <sup>x</sup>	KK-403	KN-204	KN-204 <sup>x</sup>	KK-209	KK-209 <sup>x</sup>
<b>TETRAHEDRAL</b>														
Si	4,31	4,24	3,86	3,71	3,86	4,10	4,03	4,13	4,02	3,91	4,05	4,04	4,21	4,06
Al			0,14	0,29	0,14					0,09				
T,Y,			15,86	15,71	15,86					15,91				
<b>OKTAHEDRAL</b>														
Al	1,18	1,14	1,51	1,14	1,20	1,26	1,23	1,31	1,27	1,48	1,60	1,60	1,22	1,17
Mg	0,23	0,33	0,25	0,27	0,30	0,55	0,58	0,32	0,38	0,34	0,36	0,37	0,42	0,65
Fe	0,15	0,22	0,21	0,52	0,44	0,14	0,17	0,17	0,25	0,16	0,01	0,01	0,10	0,17
Ti		0,01	0,01	0,06	0,05	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
Li	0,03	0,05	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,08	0,01				
T,O,K,	1,59	1,75	2,00	2,00	2,00	1,97	2,00	1,87	2,00	2,00	1,99	2,00	1,75	2,00
O,Y,	4,48	4,83	5,72	5,77	5,73	5,35	5,41	5,18	5,48	5,65	5,63	5,65	4,82	5,36
<b>YAPRAKLARARASI</b>														
Mg			0,08	0,03	0,03		0,10		0,07			0,01		0,04
Ca	0,05	0,07	0,07	0,15	0,12	0,09	0,11	0,05	0,07	0,15	0,07	0,08	0,06	0,11
Na	0,03	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08	0,11	0,01	0,01	0,01	0,06	0,09
K	0,08		0,07	0,06	0,04	0,07		0,09		0,11	0,01		0,13	
P				0,01										
Y,A,Y,	0,21	0,18	0,38	0,47	0,35	0,26	0,43	0,27	0,39	0,43	0,16	0,19	0,31	0,39
T,Y,Y,	1,52	1,17	0,42	0,52	0,41	0,65	0,59	0,82	0,52	0,44	0,37	0,35	1,18	0,64

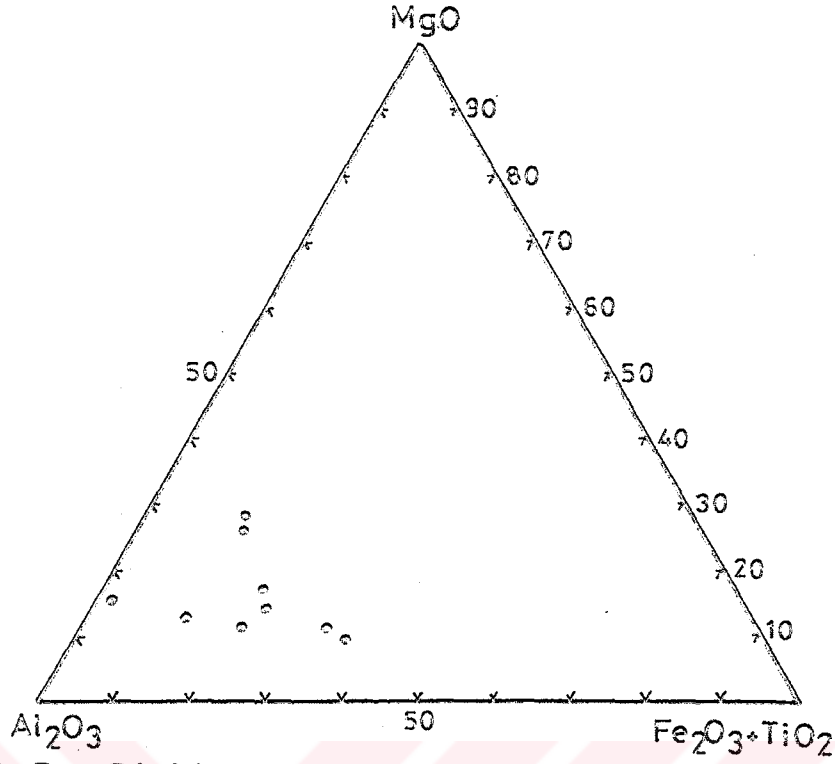
x : Simektitin, K-feldispat safsızlığı çıkarıldıktan sonra hesaplanmış yapısal formülü,  
T,Y, Tetraedrik Yük, T,O,K, Toplam Oktaedrik Katyon, O,Y, Oktaedrik Yük, Y,A,Y, Yapraklararası Yük, T,Y,Y, Toplam Yaprak Yüğü



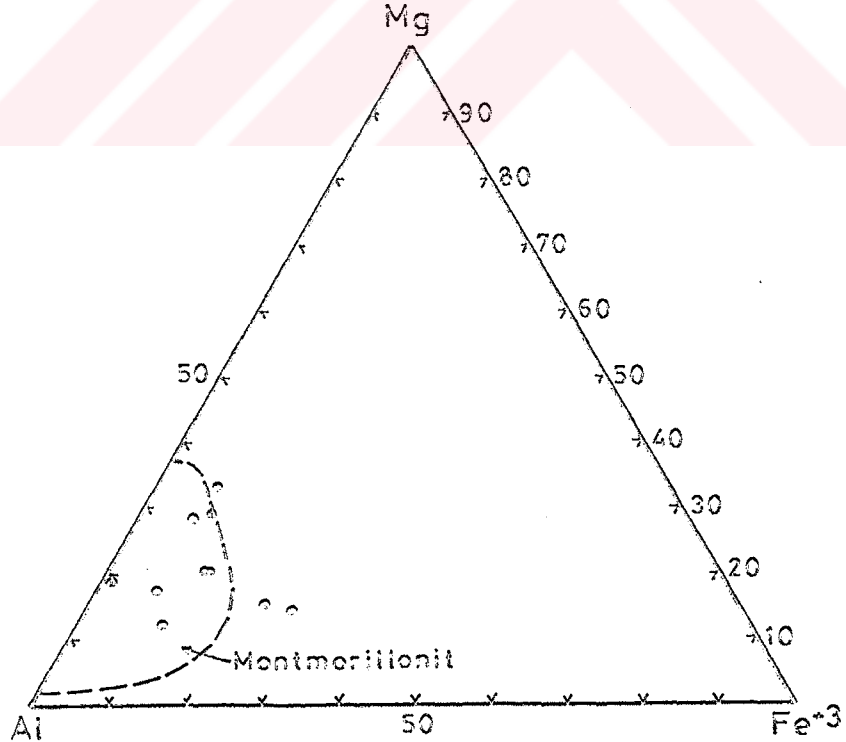
Simektitlerin kimyasal bileşimleri  $MgO-Al_2O_3-(Fe_2O_3 + TiO_2)$  üçgen diyagramında (Grim and Kulbicki, 1961) incelenmiş (Şekil 4.3) ve bunların  $Al_2O_3$  bakımından zengin oldukları, bazı örneklerde de  $MgO$  ile  $Fe_2O_3 + TiO_2$ 'nin genelde önemli oldukları görülmüştür. Ayrıca, oktaedrik yapraklarının bileşimi, üç örnek dışında bunların Weaver and Pollard'ın (1973) montmorillonit için belirledikleri alan içerisinde kaldıklarını göstermektedir (Şekil 4.4). Diğer bir ifadeyle, Al, oktaedrik boşlukların ana katyonudur. Mg ve Fe'in de önemli miktarlarda temsil edildiği, bazı örneklerde de (KN-502, KK-400) Li'un miktarı dikkati çekmektedir (Bkz. Çizelge 4.1 ve 4.3). Yapraklararası konumda yer alan katyonlar ise bolluk sırasına göre Ca, Mg, Na ve K'dur.

Diğer taraftan, simektitlerin  $d(060)$  yansımalarından ölçülen b-parametresinin uzunluğu ortalama  $8.97 \text{ \AA}^{\circ}$  ( $8.95-9.00 \text{ \AA}^{\circ}$ ) olup Grim and Kulbicki (1961) tarafından 'Cheto tipi-montmorillonitler' için verilen değerlere ( $8.97-9.01 \text{ \AA}^{\circ}$ ) uymaktadır. Bu veriler, Karaören formasyonu simektitlerinden Al ve Mg'ca nispeten fakir, Si'ca bağıl olarak zengin ve yapraklararası yükün düşük olduğu örneklerin enazından bir kısmının montmorillonit olabileceğine işaret etmektedir.

Simektitlerdeki iz elementlerin ortalama miktarları ve değişim aralıkları incelendiğinde (Bkz. Çizelge 4.2), bu elementlerden Sr, Ba, V, Ni, Cr, Zn, Cu, Zr, Li ve Rb'un önemli olduğu gödülür. Bunlardan Ba, V, Ni, Cr, Zn, Cu ve Zr'un bolluğu, simektitlerin oluşumuna İdris-yayla volkanitlerinin bozunması sonucu çökeltme ortamına taşınan kırıntılı malzemenin de katkıda bulunduğuna işaret eder niteliktedir. Ana elementlerden çözünürlüğü düşük olan Al, Fe ve Ti'in zenginliği de bu görüşü doğrulamaktadır. Nadir toprak elementlerden La, Ce, Yb'in Sarıkaya formasyonu trioktaedrik simektitlere göre zenginliği de öne sürülen görüşe ek bir veri oluşturmaktadır.



Şekil 4.3 : Dioktaedrik simektitlerin kimyasal bileşimlerinin  $MgO-Al_2O_3-(Fe_2O_3+TiO_2)$  üçgen diyagramındaki dağılımları.



Şekil 4.4 : Dioktaedrik simektitlerin oktahedral yapraklarının  $Mg-Al-Fe^{+3}$  üçgen diyagramındaki bileşimleri. Kesik çizgi ile sınırlandırılan montmorillonit alanı Weaver and Pollard'a (1973) göre çizilmiştir.

#### 4.2.1.b. Sarıkaya formasyonu

Birimdeki 14 simektit örneğinin tümünde ana ve iz element çözümlenmeleri yapılmıştır (Çizelge 4.4 ve 4.5). Bunlardan serbest silis ve K-feldispat içermeyen 9 örneğin yapısal formülleri, 11 oksijen bazına göre, Weaver and Pollard'ın (1973) belirlediği esaslara uygun olarak hesaplanmıştır (Çizelge 4.6). Kil fraksiyonunda K-feldispat içeren (% 5'den az) diğer 5 örneğin yapısal formülü, K-feldispatın teorik bileşimi çözümlenme sonuçlarından çıkarılarak yeniden hesaplanmıştır. Bu hesaplamada, K-feldispat yapısından gelen  $K_2O$  ve buna  $(K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2)$  oranları ile bağlı  $Al_2O_3$  ve  $SiO_2$  yüzdeleri çözümlenme sonuçlarından çıkarılmıştır. Ayrıca, otijenik K-feldispatlarda yer alması clasil  $Na_2O$ 'un kimyasal çözümlenme sonuçlarına göre düşük değerlerde olması (çoğunlukla % 0.05'den az),  $Na$ 'un K-feldispatın yapısından gelmediğini veya kil fraksiyonundaki K-feldispatın önemli miktarlarda olmadığını göstermektedir. Diğer bir ifadeyle, uygulanan yaklaşımın doğru olduğunu düşündürmektedir. Aynı yaklaşım, Gündoğdu (1982) ve Yalçın (1984) tarafından da yapılmış ve geçerliliği ortaya konulmuştur.

XRD verilerine göre trioktaedrik olan bu simektitleri adlandırmadan önce değişik araştırmacıların (Faust et al., 1959; Brown, 1961; Bradley and Fahey, 1962; Caillière et Henin, 1963; Millot, 1964; Grim, 1968; Tardy et al., 1972; Weaver and Pollard, 1973; Trauth, 1977; Gündoğdu, 1985; Yalçın ve Gündoğdu, 1985) verdikleri formüller irdeelenmiş ve bu minerallerin bileşimlerinin, özellikle oktaedrik yapılarındaki süstitüsyonların oldukça değişken olduğu görülmüştür. Bununla birlikte, yukarıdaki araştırmacıların görüşleri temel alınarak Sarıkaya formasyonu simektitleri, Li stevensit (KS-335, KS-336, KS-340, KN-577), hektorit (KS-354, KS-355, KS-357, KS-360, KS-461, KS-464, KS-466, KS-467, KS-472) ve Al saponit (KS-454) olarak adlandırılmıştır. Birimdeki simektitlerin hektorit olabileceği ilk defa Baysal (1974) tarafından

Çizelge 4.4 : Sarıkaya formasyonu trioktaedrik simektitlerinin ana element görünleme sonuçları.

% Oksit	KS-335	KS-335 <sup>x</sup>	KS-336	KS-336 <sup>x</sup>	KS-354	KS-354 <sup>x</sup>	KS-355	KS-357	KS-357 <sup>x</sup>	KS-360	KS-360 <sup>x</sup>	KS-454	KS-461	KS-461 <sup>x</sup>	KS-466	KS-467	KS-472	KN-577	
SiO <sub>2</sub>	58,80	58,03	58,49	56,65	54,89	57,43	55,32	54,56	56,24	55,02	58,38	57,35	57,17	54,69	53,39	55,89	55,78	55,68	58,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,87	3,65	1,49	0,97	4,16	3,27	2,68	0,50	0,98	0,64	2,86	2,57	8,35	1,08	1,47	0,98	1,38	2,67	3,17
MgO	20,73	21,48	23,71	25,46	20,12	19,60	21,37	23,58	21,74	22,72	21,63	22,55	18,39	23,24	22,06	23,60	23,50	22,84	23,10
CaO	0,59	0,61	0,80	0,86	0,79	0,79	0,86	1,02	1,27	1,33	0,89	0,93	0,80	0,99	0,98	1,08	1,08	1,28	0,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,79	0,82	0,40	0,43	0,79	0,69	0,65	<0,10	<0,10	<0,10	0,20	0,21	2,09	0,20	0,30	0,20	0,29	0,20	1,09
Mn <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,03
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,11	0,05	0,05	0,10	0,07	0,07	0,02	<0,02	<0,02	0,05	0,05	0,22	0,04	0,06	0,04	0,07	0,05	0,16
BaO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
StrO	0,03	0,03	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,08	0,08	0,03	0,03	0,03	0,08	0,05	0,08	0,02	0,02	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,09	<0,05	<0,05	0,07	0,06	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,07	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
K <sub>2</sub> O	2,37	2,17	0,48	-----	2,18	1,83	1,28	0,21	0,67	0,35	1,32	1,05	2,22	0,63	0,80	0,36	0,91	1,05	0,75
Li <sub>2</sub> O	0,82	0,85	0,36	0,39	0,90	0,97	1,06	1,52	2,03	2,12	1,23	1,28	0,58	1,10	1,50	1,27	1,25	1,12	0,88
LO <sub>3</sub>	10,03	10,39	13,13	14,10	14,45	13,99	15,25	18,19	16,56	17,11	13,38	13,95	10,51	16,78	18,82	17,07	13,96	15,74	12,40
Toplam	98,36	98,36	99,13	99,13	98,78	98,78	99,91	99,91	99,86	99,86	100,14	100,14	100,59	99,00	99,60	100,74	98,41	100,82	100,43

x : Simektit fazının, K-feldispat safsızlığı düşürülerek hesaplanmış kimyasal bileşimi.

Çizelge 4,5 : Sarıkaya formasyonu trioktadrik simektitlerinin iz element çözümlene sonuçları (ppm),

Element	KS-335	KS-336	KS-340	KS-354	KS-355	KS-357	KS-360	KS-454	KS-461	KS-464	KS-466	KS-472	KN-577	Aralık	Ort.
Sr	374,0	486,0	448,0	562,0	402,0	940,0	223,0	289,0	692,0	440,0	767,0	192,0	69,0	70 - 767	432
Ba	46,0	17,6	46,0	41,0	20,0	11,0	28,0	109,0	14,6	48,7	29,5	10,7	61,6	11 - 109	39
V	17,0	11,4	18,0	16,0	8,0	8,0	11,0	28,8	10,5	10,0	10,5	12,7	20,9	8 - 29	14
Ni	23,0	36,9	22,0	13,0	12,0	14,0	6,0	60,6	19,6	78,3	22,1	29,4	50,5	6 - 78	30
Co	8,0	11,8	9,0	9,0	10,0	11,0	10,0	13,6	9,1	12,6	9,7	12,0	13,4	8 - 14	11
Cr	29,0	14,8	26,0	26,0	18,0	12,0	13,0	42,8	14,5	13,9	11,6	14,2	11,3	11 - 43	18
Zn	36,0	23,5	33,0	57,0	29,0	24,0	54,0	42,9	50,2	21,1	26,7	8,5	12,8	9 - 57	32
Cu	15,0	13,5	20,0	38,0	28,0	20,0	23,0	12,0	38,4	15,9	23,4	6,3	24,9	6 - 38	20
Sc	1,7	0,5	1,7	1,3	0,3	0,4	0,7	4,3	0,3	0,5	0,3	0,3	0,7	0,3-4,3	1,1
Y	2,0	0,6	2,0	1,0	0,8	0,8	1,7	4,1	0,6	0,7	0,5	0,7	1,2	0,5-4,1	1,3
Zr	33,0	5,8	29,0	11,0	6,0	7,0	13,0	57,9	4,9	5,1	2,6	4,9	11,2	3 - 57	17
La	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	2,5-7,1	2,8
Ca	<10,0	<10,0	<10,0	<10,0	<10,0	<10,0	<10,0	18,7	<10,8	<10,0	<10,0	<10,0	18,9	10,0-18,7	10,7
Bh	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0
Yb	<0,10	0,2	<0,10	<0,10	<0,1	0,2	<0,10	0,5	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,1-0,5	0,2
Tu	0,3	0,5	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,3-0,5	0,4
Nb	11,6	4,6	12,4	10,4	7,3	8,3	11,3	12,8	7,0	6,2	4,2	6,5	7,2	4 - 13	8
Li	3822	1682	4169	4498	6876	9411	5727	2693	5125	6950	5920	5784	4079	1682-9411	5138
Rb	712	252	390	309	89	252	195	573	217	349	108	288	111	89-712	292

Çizelge 4,6 : Sarıkaya formasyonu trioktaedrik simektitlerinin yapısal formülleri.

Kasyon	KS-335 <sup>x</sup>	KS-336 <sup>x</sup>	KS-340	KS-354 <sup>x</sup>	KS-354 <sup>x</sup>	KS-357 <sup>x</sup>	KS-357 <sup>x</sup>	KS-360 <sup>x</sup>	KS-360 <sup>x</sup>	KS-454	KS-464	KS-466	KS-467	KS-472	KN-571	
TETRAHEDRAL																
Si	4,02	4,00	4,08	4,00	3,96	4,07	4,00	4,00	4,04	4,00	3,86	4,00	3,98	4,00	3,97	
Al					0,04						0,14		0,02		0,03	
T.Y.	15,00	16,00	15,96	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	15,86	16,00	15,98	16,00	15,97	
OKTAHEDRAL																
Al	0,31	0,30	0,12	0,09	0,31	0,27	0,23	0,04	0,08	0,05	0,52	0,10	0,11	0,08	0,10	0,23
Mg	2,12	2,21	2,47	2,69	2,16	2,07	2,30	2,50	2,33	2,32	1,85	2,54	2,42	2,54	2,42	2,35
Fe	0,04	0,04	0,02	0,02	0,04	0,03	0,04	0,01	0,01	0,01	0,11	0,01	0,02	0,01	0,01	0,06
Ti	0,01	0,01			0,01						0,01					0,01
Li	0,23	0,24	0,10	0,11	0,20	0,28	0,31	0,45	0,58	0,62	0,16	0,32	0,45	0,37	0,36	0,24
T.O.K.	2,71	2,80	2,71	2,91	2,78	2,65	2,88	3,00	3,00	3,00	2,65	2,97	3,00	3,00	2,98	2,89
O.Y.	5,54	5,72	5,46	5,82	5,67	5,32	5,72	5,60	5,49	5,44	5,79	5,73	5,68	5,72	5,70	5,85
YAPRAKLARARASI																
Mg								0,10		0,14			0,03			
Ca	0,04	0,05	0,06	0,07	0,06	0,06	0,07	0,08	0,10	0,10	0,06	0,08	0,08	0,08	0,10	0,04
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,21	0,19	0,04	0,20	0,20	0,17	0,12	0,02	0,06	0,03	0,19	0,06	0,08	0,03	0,08	0,07
Y.A.Y.	0,30	0,30	0,17	0,15	0,33	0,30	0,27	0,39	0,27	0,52	0,32	0,23	0,31	0,20	0,25	0,16
T.Y.Y.	0,46	0,28	0,54	0,18	0,33	0,68	0,28	0,40	0,51	0,56	0,35	0,27	0,34	0,28	0,30	0,32

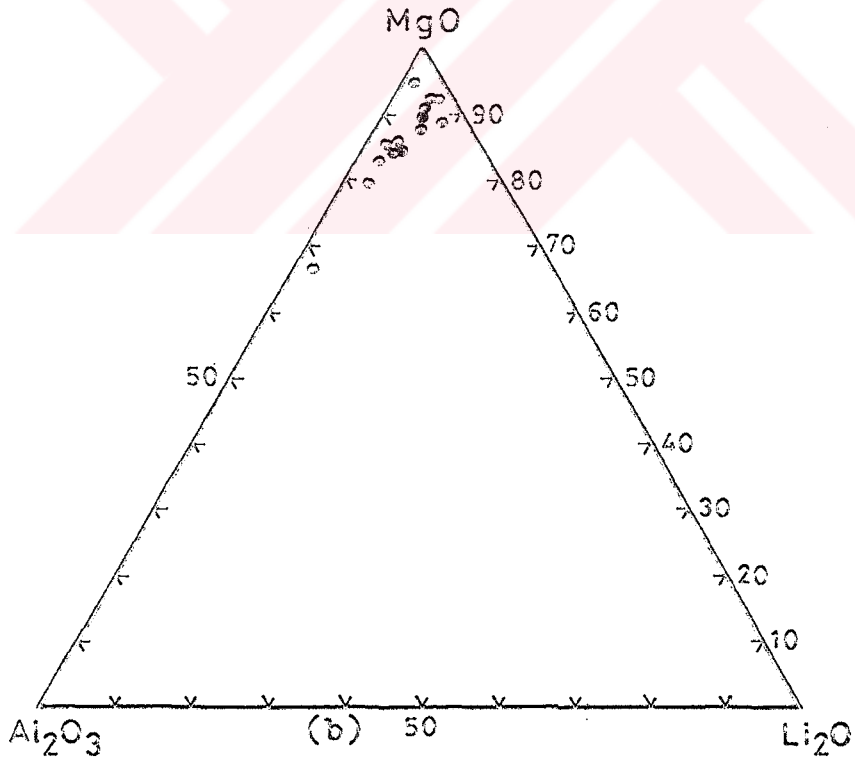
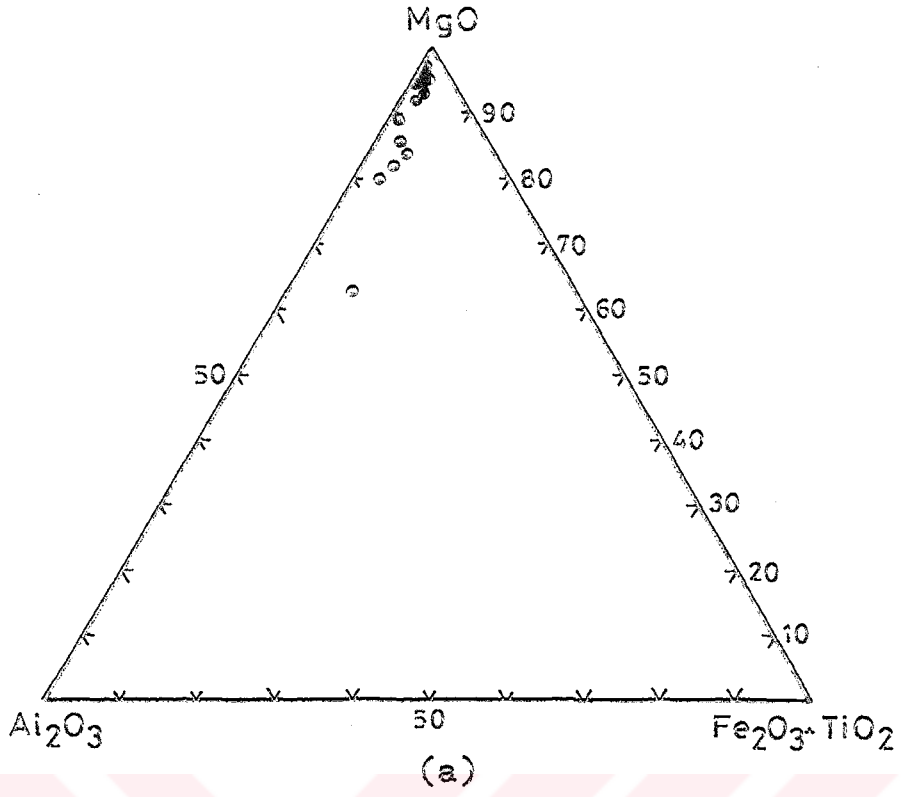
x : Simektitin, K-feldispat safazlığı çıkarıldıktan sonra hesaplanmış yapısal formülü.

ifade edilmiştir. Ayrıca, simektitlerdeki tetraedrik Al, oktaedrik Al, Mg ve Li süstitüsyonları, bu mineral-ler arasında yapısal bir geçişin/izomorfik süstitüsyo-nun olduğunu belirten Weaver and Pollard'ın (1973) hipotezini doğrulamaktadır.

Simektitlerin kimyasal bileşimlerdeki değişimler  $MgO-Al_2O_3-(Fe_2O_3 + TiO_2)$  ve  $MgO-Al_2O_3-Li_2O$  üçgen diyagramla-rında incelenmiş (Şekil 4.5) ve bunların  $MgO$ 'ce zengin oldukları görülmüştür. Simektitlerin oktaedrik yaprak-larının bileşimine göre (Şekil 4.6); bunlar, Weaver and Pollard (1973) tarafından tanımlanan alan içerisinde kalmakta ve  $Mg-Al$  kenarına yakın çizgide yoğunlaşmak-tadır. Al saponit olarak adlandırılan bir örnek ise bu sınırın dışında yer almaktadır.  $Mg-Al-Li$  üçgen diyagra-mında (Şekil 4.7) ise örnekler,  $Mg-Li$  kenarına yakın di-zilmişlerdir. Soniki diyagram, oktaedrik yapraklarda Al kadar, Li'un da önemli olduğuna, Fe ve Ti'in ise ih-mal edilebilir miktarlarda bulunduğu işaret etmektedir. Bununla birlikte, Fe ve Ti'in miktarı, Li stevensit ve Al saponitte, hektoritlerden daha önemli olduğu göze çarpmaktadır.

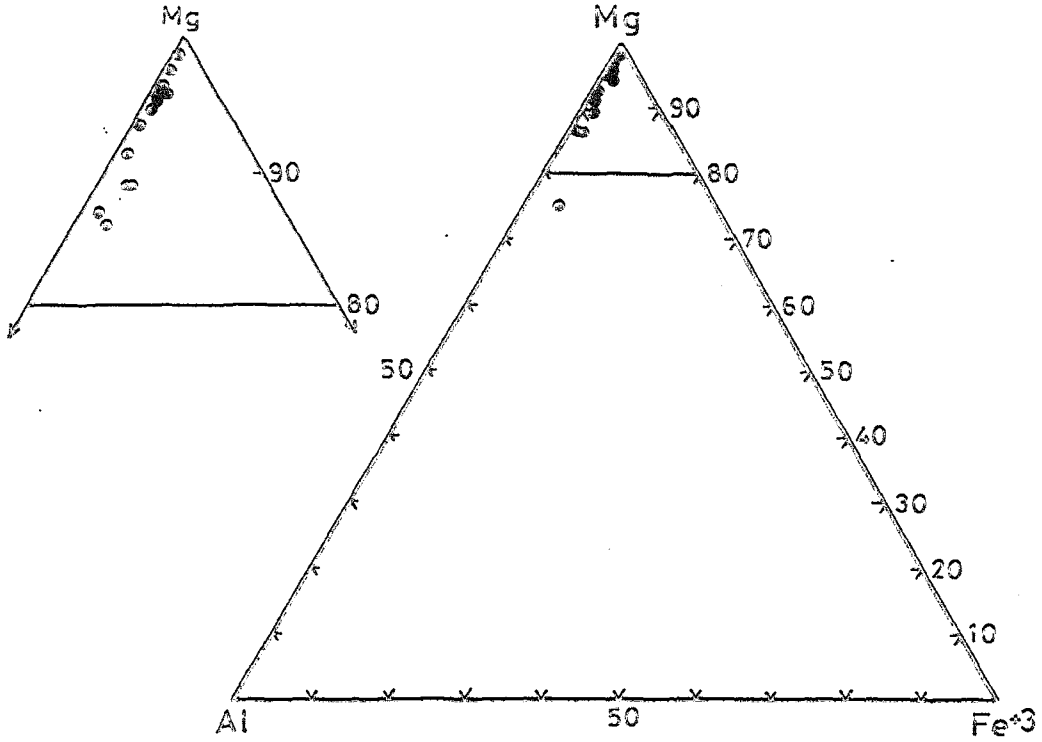
Yapraklararası konumda yer alan katyonlardan Na'un mikta-rı tüm örneklerde sabit ve düşük kalmaktadır. Buna kar-şın, K ve Ca, kısmen de Mg yapraklararası önemli mik-tarlarda temsil edilmektedir. Ayrıca, özellikle hekte-rit olarak adlandırılan simektitlerde, oktaedrik Mg'un artışı ile Li'un miktarı azalmaktadır. Bu iki element arasındaki negatif ilişki, oktaedrik boşluklarda birbir-lerinin yerini almalarının doğal sonucunda ortaya çıkmak-tadır.

İncelenen simektitlerin kimyasal bileşimlerdeki oksit-ler ile yapısal konumlarında yer alan katyonların dağılım-ları Şekil 4.8'deki histogramlarda gösterilmiştir. Şe-kilden görüleceği gibi, örnekler geniş bir aralıkta da-ğılım göstermekte, normalden ziyade bimodal dağılımlar

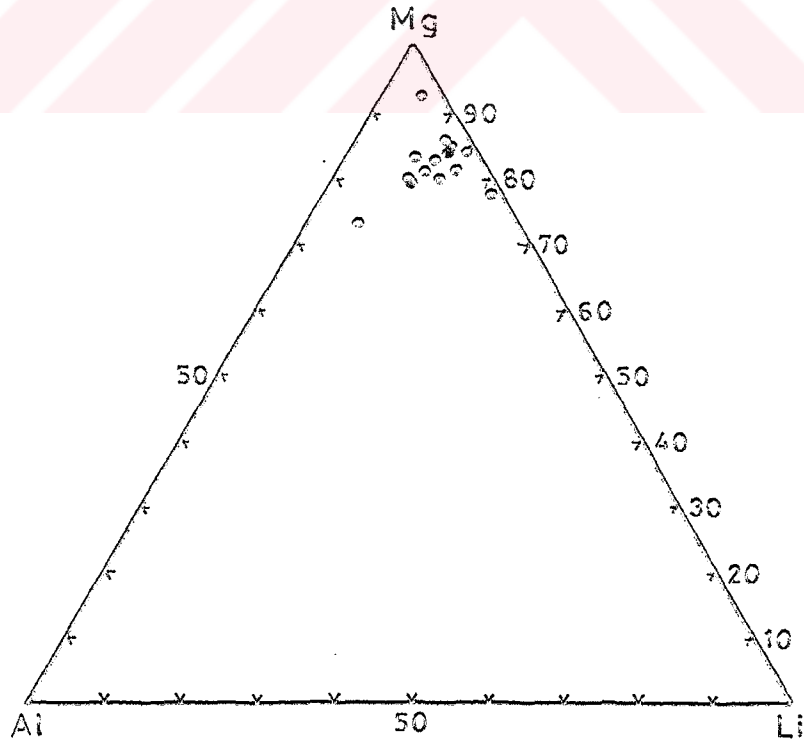


Şekil 4.5 : Trioktaedrik simektitlerin a) MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+TiO<sub>2</sub>), b) MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Li<sub>2</sub>O üçgen diyagramlarındaki dağılımları.

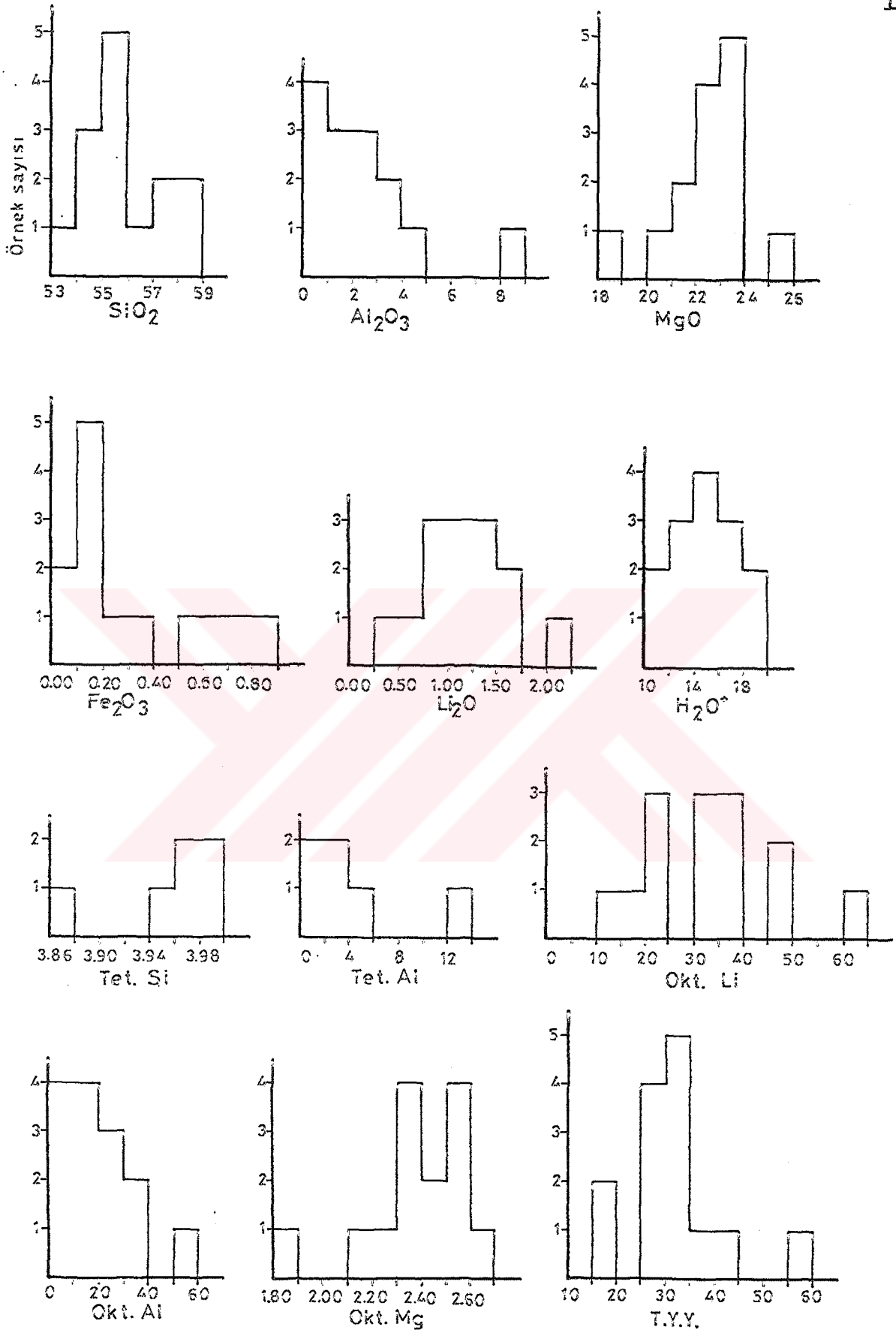




Şekil 4.6 : Trioktaedrik simektitlerin oktahedral yapraklarının Mg-Al-Fe<sup>3+</sup> üçgen diyagramındaki bileşimleri. Çizgi ile sınırlandırılan trioktaedrik simektit alanı Weaver and Pollard'a (1973) göre çizilmiştir.



Şekil 4.7 : Trioktaedrik simektitlerin, Mg-Al-Li üçgen diyagramında oktahedral yapraklarının bileşimleri.



Şekil 4.8 : Trioktaedrik simektitlerin kimyasal bileşim-  
lerindeki bazı oksitlerin ve yapısal formül-  
lerindeki bazı katyonların dağılımını gösterir histogramlar.

sunmaktadır. Bu durum, tetraedrik, özellikle de oktaedrik süstitüsyonların önemini, dolayısıyla yapılan adlandırılmaların doğruluğuna açıklık getirmektedir.

Sarıkaya formasyonu simektitlerindeki eser elementlerin ortalama miktarları ve değişim aralıkları incelendiğinde (Bkz. Çizelge 4.5), çözümlenmesi yapılan elementlerden özellikle Sr ve Li'un Karaören formasyonu simektitlerine göre bolluğu, dikkati çekici özelliktedir. Bu dağılım, gölsel ortamın tuzluluğunun ve/veya alkalinitesinin dikey yönde, Karaören formasyonundan Sarıkaya formasyonuna doğru arttığına bir kanıtı olarak değerlendirilmiştir. Birimdeki simektitlerde Rb'un yüksekliği ise iyonik yarıçapının K'a benzerliğinden dolayı bu elementin yerini alması ile ilgilidir. Ayrıca, simektitlerin çözümlürlüğü düşük elementlerce (V, Ni, Co, Cr, Zn, Cu, Zr gibi) fakirliği, bu minerallerin oluşumunda detritik malzemenin katkıda bulunmadığını vurgulamaktadır. Gerçekte, bu birimde detritik arakatkıların gözlenmeyişi, simektitlerin oluşumunun bütünüyle kimyasal parametreler tarafından denetlendiğini doğrulamaktadır. Diğer yandan, bu elementlerden özellikle Cr ve Zr'un hektoritlere göre Li stevensit ve Al saponitleri tercih etmesi, dikey yöndeki bir değişimi yansıtmakta ve yukarıdaki görüşlerin geçerliliğini artırmaktadır.

#### 4.2.2. Simektitlerde ana ve iz elementlerin dağılımı

##### 4.2.2.a. Karaören formasyonu

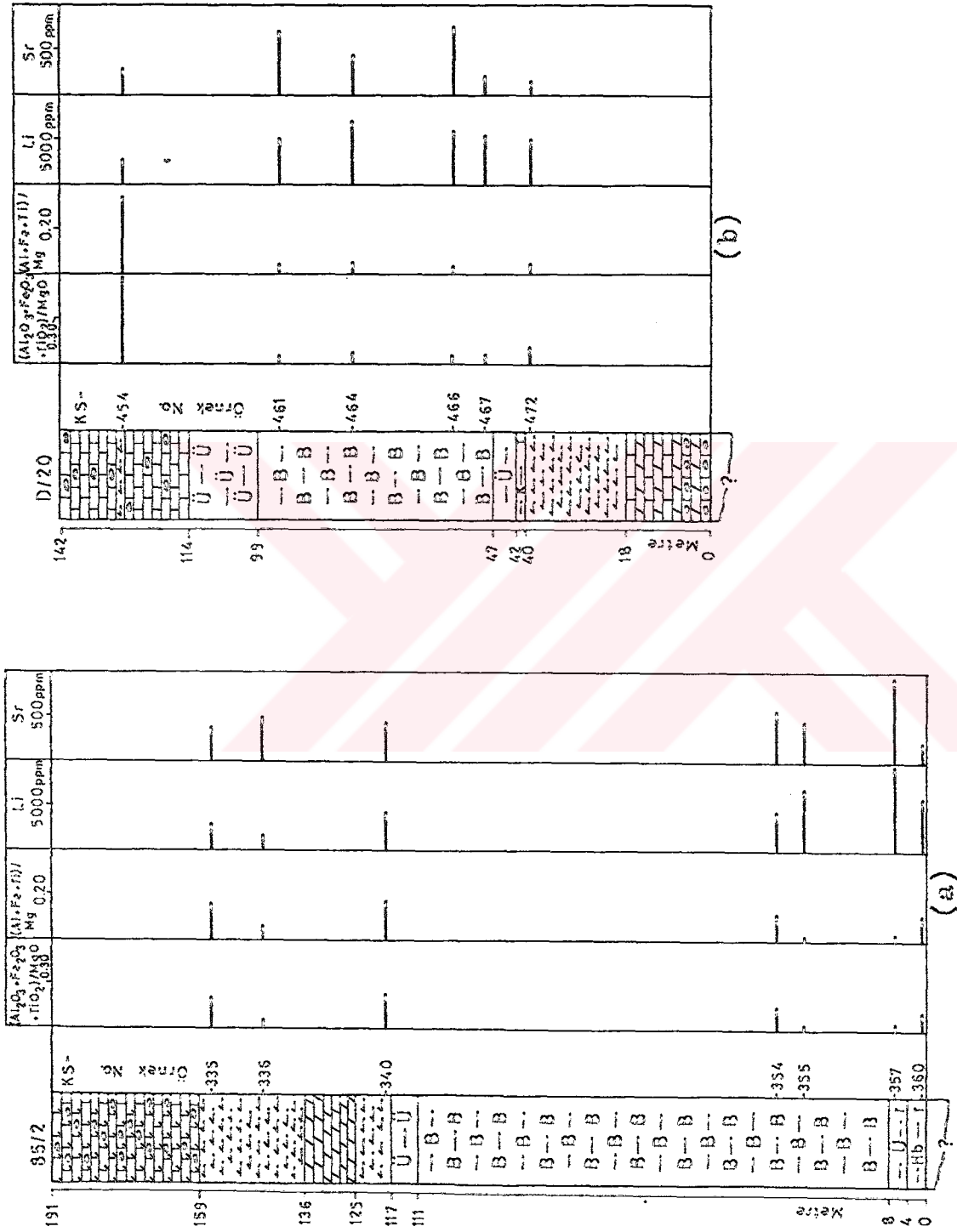
Birimde çözümlenmesi yapılan örneklerin azlığı ve bir kısmının da serbest silis içermesi nedeniyle sağlıklı bir biçimde adlandırılmamaları, bu minerallerin dikey ve alansal dağılımlarının belirlenmesini güçleştirmektedir. Bununla birlikte, baydelitler Temel kayalardan uzak kesimlerinde, diğer bir ifadeyle basenin orta/derin fasiyeslerinde yer almaktadır. Buna karşın, SiO<sub>2</sub> bakımından zengin, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>'ce fakir olan örneklerin montmorillonit

olma olasılığının kuvvetli olması, bu örneklerin de havzanın kenar fasiyeslerini ve/veya Temel ve volkanik kayaların yakın kesimlerini temsil ettiği belirtilebilir. İz elementlerden özellikle Sr, Ba ve Li'un miktarı havzanın merkezi kesimlerinde, çözünürlüğü düşük elementlerin miktarı ise genellikle kenar bölgelerinde, kırıntılı malzemenin katkıda bulunduğu simektitlerde artma göstermektedir.

#### 4.2.2.b. Sarıkaya formasyonu

Kimyasal özellikleri ve yapısal formleri verilen Sarıkaya formasyonu simektitlerinin genel ve oktaedrik bileşimlerini yansıtan  $(Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2) / MgO$  ve  $(Al + Fe + Ti) / Mg$  oranları ile Li ve Sr'un dikey dağılımları iki sondajda (85/2, D/20) araştırılmıştır (Şekil 4.9). Buna göre, hektorit olarak tanımlanan simektitlerin oksit ve katyon oranları düşük, Li-stevensit ve özellikle de Al-saponitlerinki ise yüksektir. Yine dikme kesitlerden görüldüğü gibi, hektoritler boratlı zonda gözlenmektedir. Buna karşın, Li-stevensitler (KS-335, KS-336, KS-340) boratlı zonun üst kesimindeki dolomit ve dolomitli kilitaşı/marnlara bağımlılık göstermektedir. Al-saponit (KS-454) ise birimin en üst kesiminde yer alan tavan kireçtaşlarındaki arakatkılı killi dolomitlerde bulunmaktadır. Bu durum, simektitlerin dikey yönde Al saponit-Li stevensit-hektorit-Li stevensit-Al saponit biçiminde zonlanma gösterdiklerini ortaya koymaktadır. Basenin batısındaki Göcenoluk kolemanit yatağı çevresinden alınan ve kenar fasiyeslerine yakın kesimleri temsil eden bir örneğin (KN-577), Li-stevensit bileşiminde olması, kil mineral zonlanmasının yanıl yönde de geliştiğini işaret eden diğer bir veridir.

Sarıkaya formasyonunda belirlenen yukarıdaki dağılım, karbonat minerallerin den önce oluşan simektitlerin (Al-Droubi, 1976; Gac et al., 1977; Tardy, 1981; Gündoğdu, 1982, 1985; Yalçın, 1984; Temel, 1987) geriye



Şekil 4.9 : Bazı ana ve iz elementlerin, oksit ve kation oranları ile Li ve Sr'un a) 85/2, b) D/20 sondajlarındaki dikey dağılımları.

kalan artık çözeltilerin Mg içeriğini, diğer bir deyişle Mg/Ca oranını dolayısıyla dolomit oluşumunu denetlediklerini ortaya koymaktadır. Ataman'ın (1966) da belirttiği gibibu denetleme olayı, ortamın Mg/Ca oranı çok yüksek değerlerde olduğunda geçerli olmayacaktır. Gerçekte, boratlı zonda simektit ve dolomit en önemli ve yaygın parajenezi oluşturmaktadır. Buna karşılık, istifin üst kesimlerinde kalsitin egemen olması, Al-saponitlerin dolomit oluşumunu denetlediğini vurgulamaktadır.

Şekil 4.9'da görüldüğü gibi, eser elementlerden Li ve Sr'un miktarı boratlı zonda artmakta, bu zonun alt ve üst kesimlerinde azalmaktadır. Bu elementlerden simektit yapısına giren Li'un dikey yöndeki değişimi, simektitlerin farklı fasiyeslere göre dağılımlarınının doğal bir sonucudur. Sr'un boratlı zonda konsantrasyonunun artması, Gündoğdu and Yalçın (1985) tarafından da ortaya konulduğu gibi, bu elementin borat aranmasında kullanılabilir veri olduğunu göstermektedir. Ayrıca, Ataman and Baysal'ın (1978) işaret ettiği gibi, bu elementin borlu hidrotermal getirimlerle ilişkisini vurgulamaktadır.

#### 4.3. Zeolitlerin Kimyası

Bu alt bölümde, Karaören formasyonu gölssel tüflerinde gelişen zeolitlerin (klinoptilolit/nöylandit ve filipsit) kimyasal bileşimleri yardımıyla tanımlanması yoluna gidilecek ve elde edilen veriler tartışılacaktır.

##### 4.3.1. Klinoptilolit/nöylanditlerin kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri

EDS yöntemi ile 3 örnekte 5 adet çözünleme yapılmış ve 72 oksijen bazına göre (Boles,1972), hesaplanan yapısal formüller ile bazı katyon oranları Çizelge 4.7'de verilmiştir. İncelenen minerallerde Ba ve Sr gibi toprak alkali katyonlara rastlanılmadığından Çizelge 4.7'de belir-

Çizelge 4.7 : Klinoptilolit/höylenditlerin kimyasal bileşimleri, yapısal formülleri ve bazı katyon oranları.

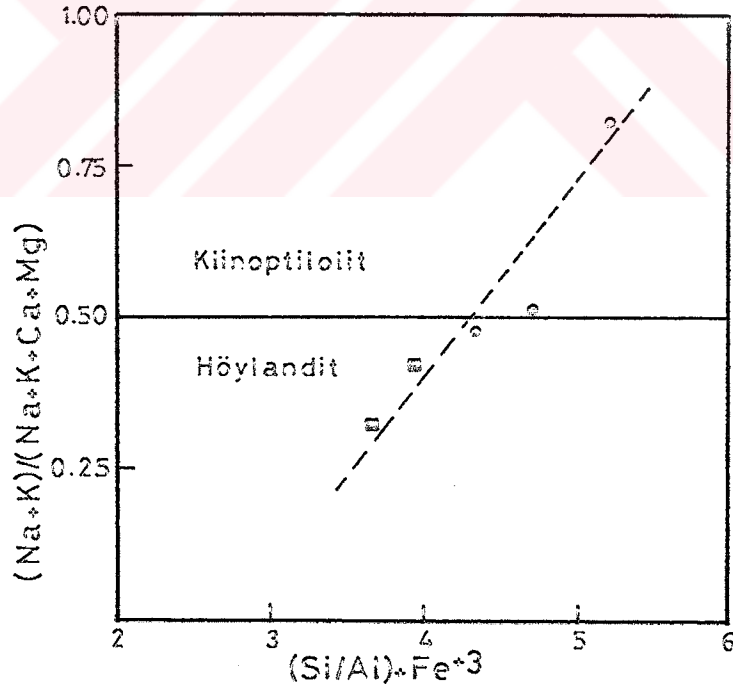
	<u>KN- 97</u>	<u>KN- 97</u>	<u>KS-399</u>	<u>KN-632</u>	<u>KN-632</u>
<b>KİMYASAL BİLEŞİM</b>					
SiO <sub>2</sub>	73.32	75.45	78.16	73.85	74.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.49	14.94	14.79	17.14	16.06
MgO	0.72	1.05	1.36	1.82	2.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.06	0.10	0.83	-----	-----
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.10	-----	0.08	-----
CaO	1.45	2.99	1.89	4.75	3.82
Na <sub>2</sub> O	1.14	0.71	0.45	0.81	0.98
K <sub>2</sub> O	7.53	4.45	2.69	1.59	2.59
Toplam	99.90	99.79	100.17	100.04	99.90
<b>YAPISAL FORMÜL</b>					
Si	29.06	29.23	29.68	28.32	28.63
Al	6.30	6.82	6.62	7.75	7.29
Mg	0.43	0.60	0.77	1.04	1.22
Fe	0.61	0.03	0.24	-----	-----
Ti	0.06	0.03	-----	0.02	-----
Ca	0.62	1.24	0.77	1.96	1.58
Na	0.88	0.53	0.33	0.61	0.73
K	3.81	2.20	1.30	0.78	1.28
<b>KATYON ORANLARI</b>					
Si/Al	4.61	4.29	4.48	3.65	3.93
(Si/Al)+K	8.42	6.49	5.78	4.43	5.21
(Si/Al)+Ca	5.23	5.53	5.25	5.61	5.51
(Si/Al)+Fe	5.22	4.32	4.72	3.65	3.93
(Na+K)					
(Ca+Mg+Sr+Ba)	4.47	1.48	1.06	0.53	0.72
(Na+K)/					
(Na+K+Ca+Mg)	0.82	0.60	0.51	0.32	0.42

tilmemiştir.

Klinoptilolit ve höylenditlerin ısıtma testleriyle birbirlerinden ayırdılmasının yanı sıra kimyasal bileşimi esas alan ölçütler de (Mumpton, 1960; Mason and Sand, 1960; Boles, 1972; Alietti, 1972; Alietti et al., 1977) bulunmaktadır (Çizelge 4.8). Verilen çizelgeden görüldüğü gibi, araştırmacıların önerdikleri katyon oranları

Çizelge 4.8 : Höylandit grubu zeolit minerallerinin kimyasal bileşimlerine göre adlandırılmaları.

Grup		Si / Ai			(Na+K)/(Ca+Mg+Sr+Ba)	
		Mumpton (1960)	Boies (1972)	Alletti et al. (1977)	Mason and Sand (1960)	Alletti (1972)
Höylandit	Höylandit Tip 1	2.75-3.25	<4 (3.5-4.0)	2.74-3.70	<1	0.27-1.14
	Höylandit Tip 2			3.44-4.59		0.48-1.37
Klinoptilolit	Höylandit Tip 3 (Klinoptilolit)	4.25-5.25	>4 (4.0-4.5)	3.78-5.41	>1	2.78-6.25



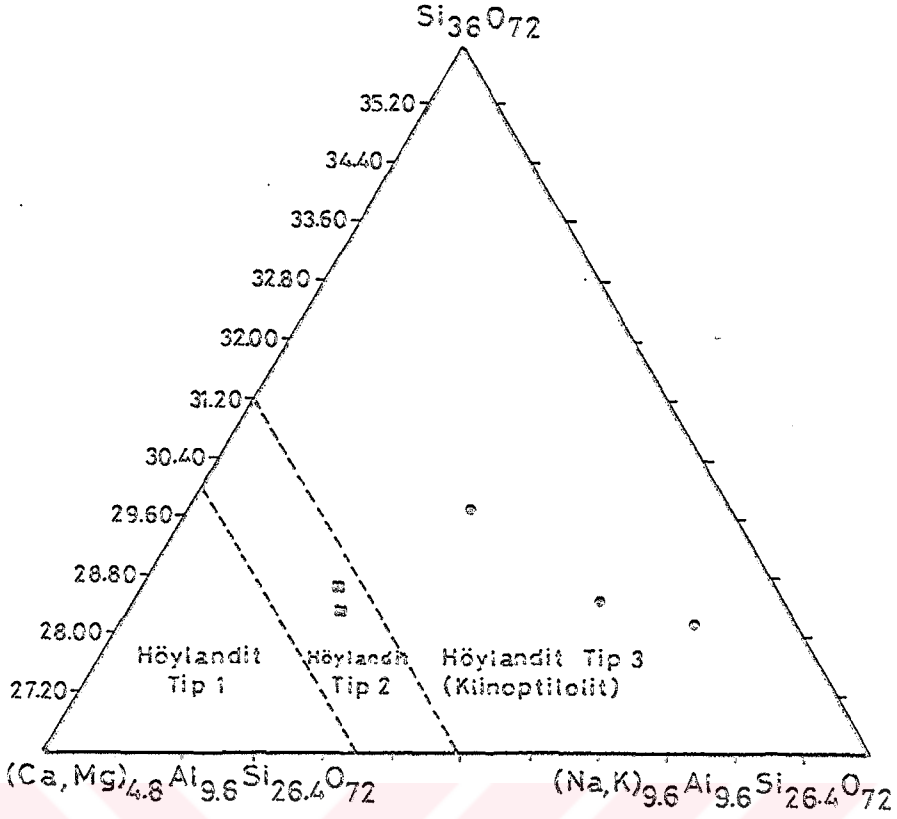
Şekil 4.10 : Höylandit grubu zeolit minerallerinin kimyasal bileşimlerdeki değişimler. Klinoptilolit-höylanditi ayıran çizgi Sheppard'e (1971) göre çizilmiştir.



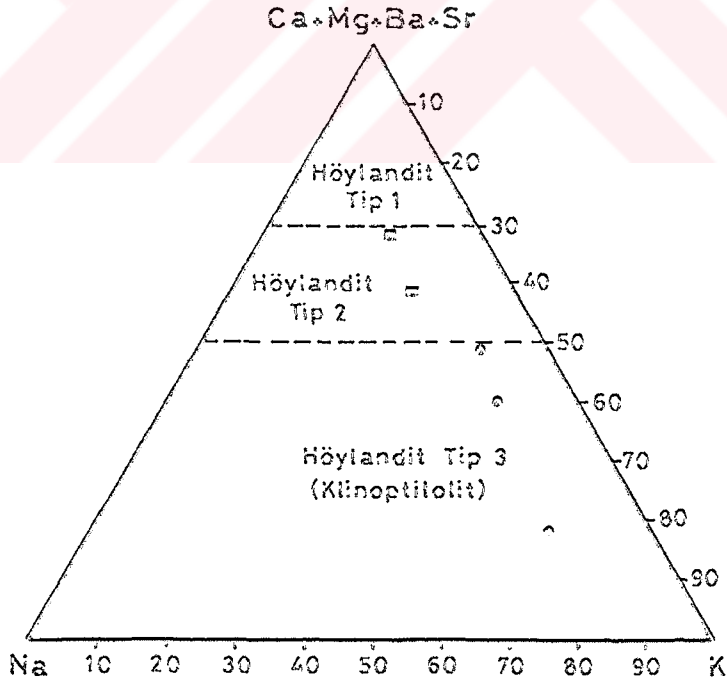
farklı değerlere sahip bulunmaktadır. Sheppard'ın (1971) kimyasal bileşimi (Bkz. Şekil 4.10), Alietti (1972) ile Alietti et al.'un (1977) ısı kararlılığı (Şekil 4.11 ve 4.12) baz alarak geliştirdikleri diyagramlarda, Ka-reören formasyonu höylandit grubu minerallerinin, höylandit tip 2 (KN-632) ve Ca-klinoptilolit/höylandit tip 3 (KK-97, KS-599) olmak üzere iki alanda dağılım gösterdikleri belirlenmiştir. Ayrıca, aynı kayadaki zeolitlerde bile kimyasal bileşimlerinde farklılıklar olması dikkati çekicidir. Bu özellik, zeolit otijenezi sırasında gözenek boyutundaki kimyasal parametrelerin değişiminin önemini vurgulamaktadır. Şöyle ki, höylanditlerde Si/Al oranı 3.65-3.95 (ort. 3.79), (Na+K)/(Ca+K+Sr+Ba) oranı 0.53-0.72 (ort. 0.63) arasında değişmektedir. Klinoptilolitlerde bu oranlar sırasıyla 4.29-4.61 (ort. 4.46) ve 1.06-4.47 (ort. 2.34) mertebesindedir (Bkz. Çizelge 4.7).

Öte yandan, höylandit grubu minerallerinin birim hücre bileşimlerine göre, höylanditler hiç Fe içermezken, klinoptilolitlerde bu katyon daha önemli olmaktadır (ort. 0.29). Belirtilmesi gereken bir başka özellikte, Kırka baseni höylandit grubu minerallerinin Na'ca fakir; Ca, Mg ve K'ca zengin olduklarıdır. Na, her iki mineralde de yaklaşık aynı miktarlarda temsil edilmektedir. Klinoptilolitlerde K, höylanditlerde ise Ca ve Mg'un daha önemli oldukları görülmektedir. K, Ca ve Mg'un ortalama miktarları klinoptilolitlerde sırasıyla 2.44, 0.88, 0.60; höylanditlerde ise 2.06, 1.77 ve 1.13 mertebesindedir.

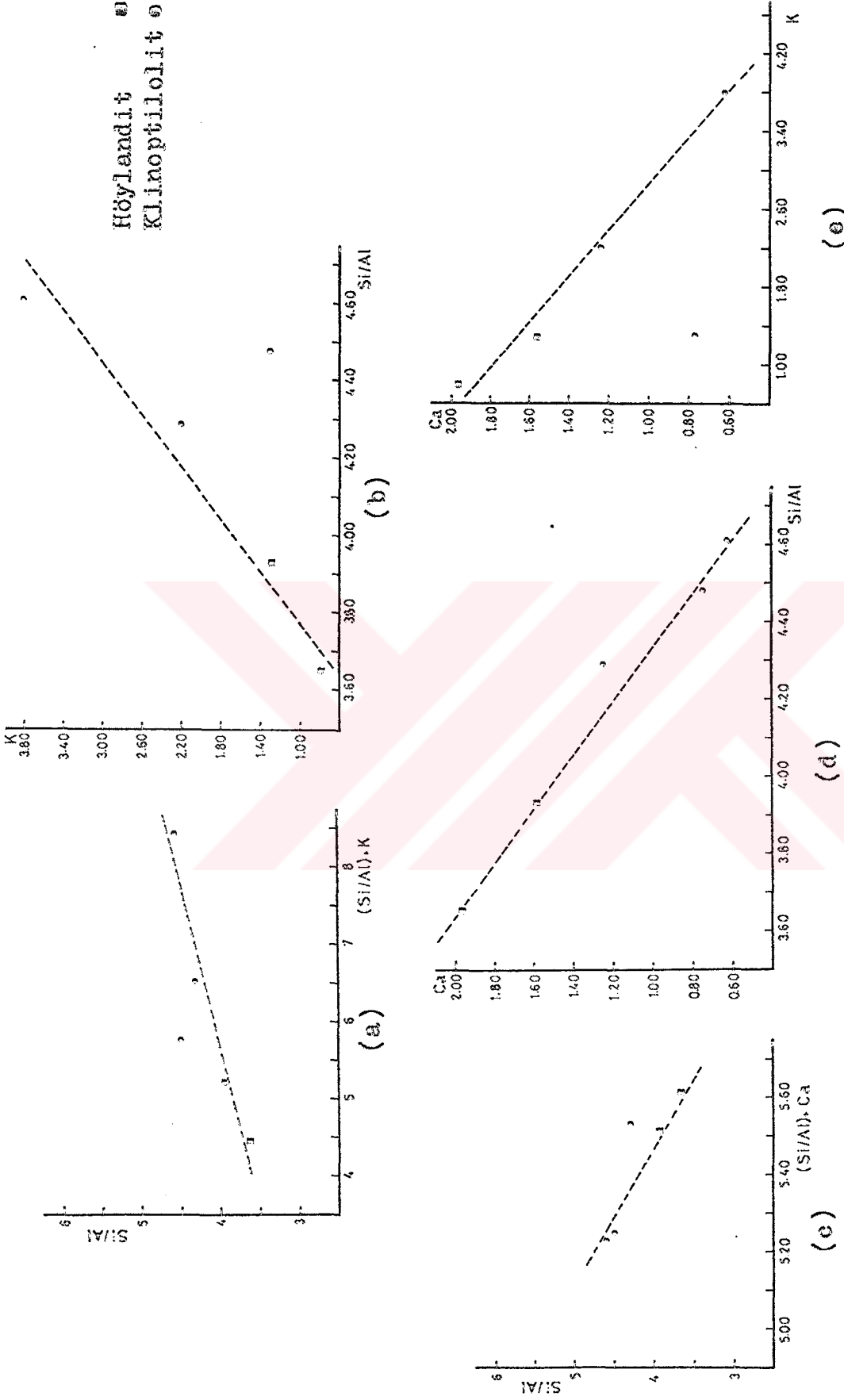
Höylandit/klinoptilolitlerde bazı değişebilir katyonlar arasındaki ilişkiler incelenmiş (Şekil 4.13) ve Ca ile K arasında negatif bir ilişkinin bulunduğu gözlenmiştir. Gündoğdu (1982) ile Baysal vd. (1986) tarafından da belirtildiği gibi, alkali/toprak alkali oranını, Ca ve K arasındaki bu negatif ilişki denetlemektedir.



Şekil 4.11 : Höylandit grubu minerallerin kimyasal bileşimlerine göre dağılımları. Kesik çizgiler Alietti (1972) ile Alietti et al.'un (1977) verilerine göre çizilmiştir.



Şekil 4.12 : Höylandit grubu minerallerinde değişebilir katyonların dağılımları. Kesik çizgiler Alietti et al.'un (1977) verilerine göre çizilmiştir.



Şekil 4.13 ; Höylandit grubu minerallerin a)  $Si/Al-(Si/Al) \cdot K$ , b)  $Si/Al-K$ , c)  $Si/Al-(Si/Al) \cdot Ca$ , d)  $Si/Al-Ca$ , e)  $K-Ca$  arasındaki ilişkiler.

Kimyasal özellikleri incelenen örneklerin SEM mikrofotografrafları (Bkz. 3.Bölüm), höylanditlerin kısa prizmatik, klinoptilolitlerin levhamsı biçimde olması, bunların kimyasal bileşimleri ile kristal morfolojileri arasında yakın bir ilişkinin bulunduğu işaret etmektedir.

#### 4.3.2. Filipisitlerin kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri

İnceleme alanında saptanan diğer zeolit minerallerinden, bir Na-zeolit minerali olan filipsitin kimyasal bileşimi EDS yöntemi ile 2 örnekte (4 çözümüleme) araştırılmıştır. Boles'un (1977) önerdiği biçimde bu mineralin 32 oksijen bazına göre, birim-hücre bileşimleri hesaplanmış ve bazı katyon oranları da verilmiştir (Çizelge 4.9).

SEM incelemeleri ile çubuk (KK-76) ve iğnemsisi (KN-229) biçimde iki tür morfolojiye sahip oldukları Mineraloji-Petrografi bölümünde ifade edilen filipsitlerin bu özelliklerinin kimyasal bileşimlerinden kaynaklandığı anlaşılmaktadır. Diğer bir ifadeyle, klinoptilolit/höylanditlerde olduğu gibi, filipsitlerde de kimyasal bileşim ile morfoloji arasındaki ilişkinin önemli olduğu gözük-mektedir. Ca bakımından zengin filipsitler, çubuk; buna karşın K, Fe ve kısmen de Mg bakımından zengin olanlar ise iğnemsisi biçimdedir. Çubuksu filipsitlerde Si/Al oranı ortalama 1.86, önemli katyonların ortalama miktarları Ca = 1.34, Na = 2.05, K = 0.17 mertebesindedir. İğnemsisi olanlarda Si/Al = 2.48, Ca = 0.63, Na = 1.67 ve K = 0.77 miktarında temsil edilmektedir. Donahoe et al. (1984) ile Donahoe and Liou (1985) tarafından sentetik olarak elde edilen çubuksu filipsitler, inceleme alanındaki gibi potasyum bakımından oldukça zengin olup bu katyon birim hücrede 3.28-4.11 miktarlarında yer almaktadır. Ayrıca, bu araştırmacıların çalışmalarında lif-si filipsitler gözlenmemiştir.

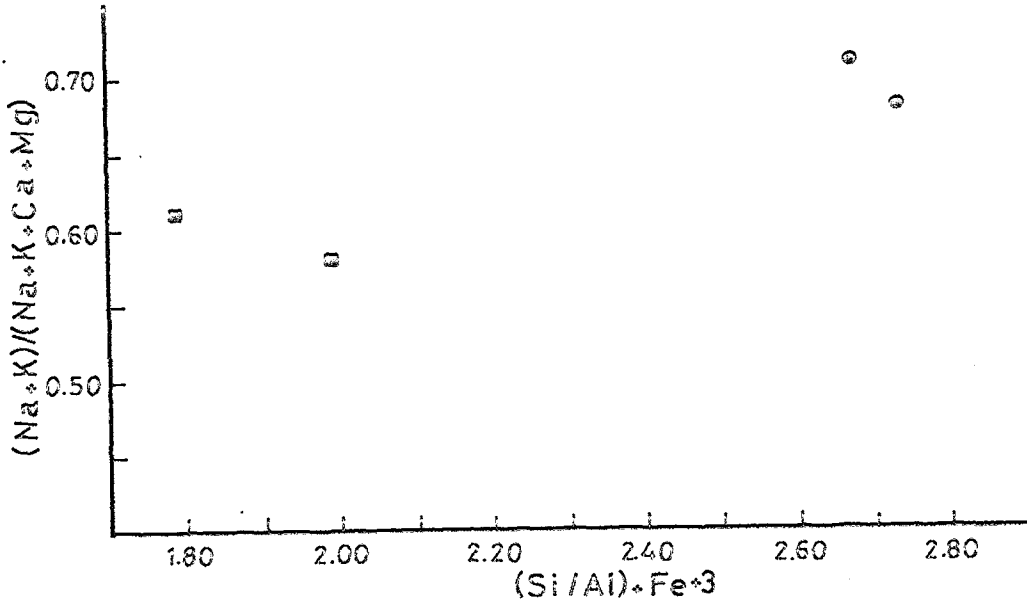
Filipsitlerin kimyasal bileşimlerindeki bu değişimler çeşitli diyagramlarda incelenmiş ve bunların birbirlerinin-

Çizelge 4.9 : Filipisitlerin kimyasal bileşimleri, yapısal formülleri ve bazı katyon oranları.

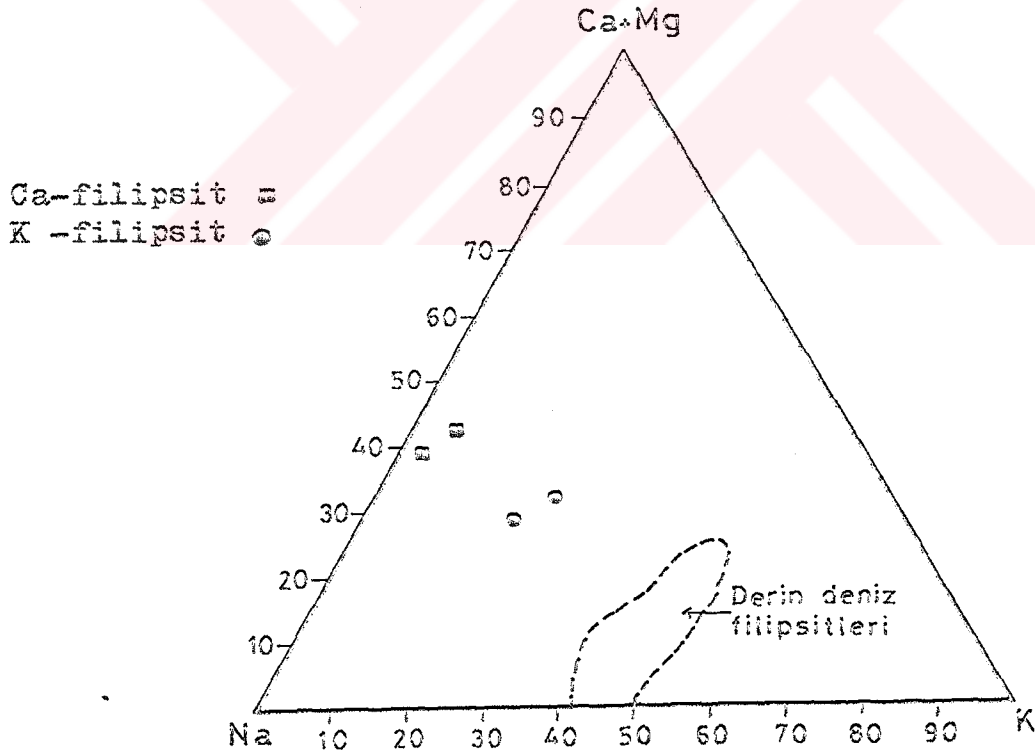
	<u>KK- 76</u>	<u>KK- 76</u>	<u>KN-229</u>	<u>KN-229</u>
KİMYASAL BİLEŞİM				
SiO <sub>2</sub>	57.73	59.42	63.78	62.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.73	25.82	21.92	21.58
MgO	0.58	0.55	1.88	1.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	0.31	1.98	1.43
TiO <sub>2</sub>	-----	-----	0.04	0.30
CaO	6.95	7.21	2.78	3.79
Na <sub>2</sub> O	6.34	5.49	4.18	5.47
K <sub>2</sub> O	0.46	1.05	3.51	3.22
Toplam	99.90	99.85	100.07	100.10
YAPISAL FORMÜL				
Si	10.30	10.60	11.29	11.22
Al	5.83	5.43	4.58	4.53
Mg	0.15	0.15	0.50	0.35
Fe	0.02	0.04	0.26	0.19
Ti	-----	-----	0.01	0.04
Ca	1.33	1.38	0.53	0.73
Na	2.19	1.90	1.43	1.90
K	0.10	0.23	0.79	0.74
KATYON ORANLARI				
Si/Al	1.77	1.95	2.47	2.48
(Si/Al)+K	1.87	2.18	3.26	3.22
(Si/Al)+Ca	3.10	3.33	3.00	3.21
(Si/Al)+Fe	1.79	1.99	2.73	2.67
(Si/Al)+Na	3.96	3.85	3.90	4.38
(Na+K)/ (Na+K+Ca+Mg)	0.61	0.58	0.68	0.71

den ayrılabilceği (Şekil 4.14) görülmüştür. Ayrıca, Karıka gölsel filipsitlerinin, derin deniz fasiyesi filipsitlerine (Sheppard et al., 1970; Boles, 1977) göre, Na ve kısmen de K bakımından fakir, buna karşın Ca ve Mg'ca zengin olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.15).

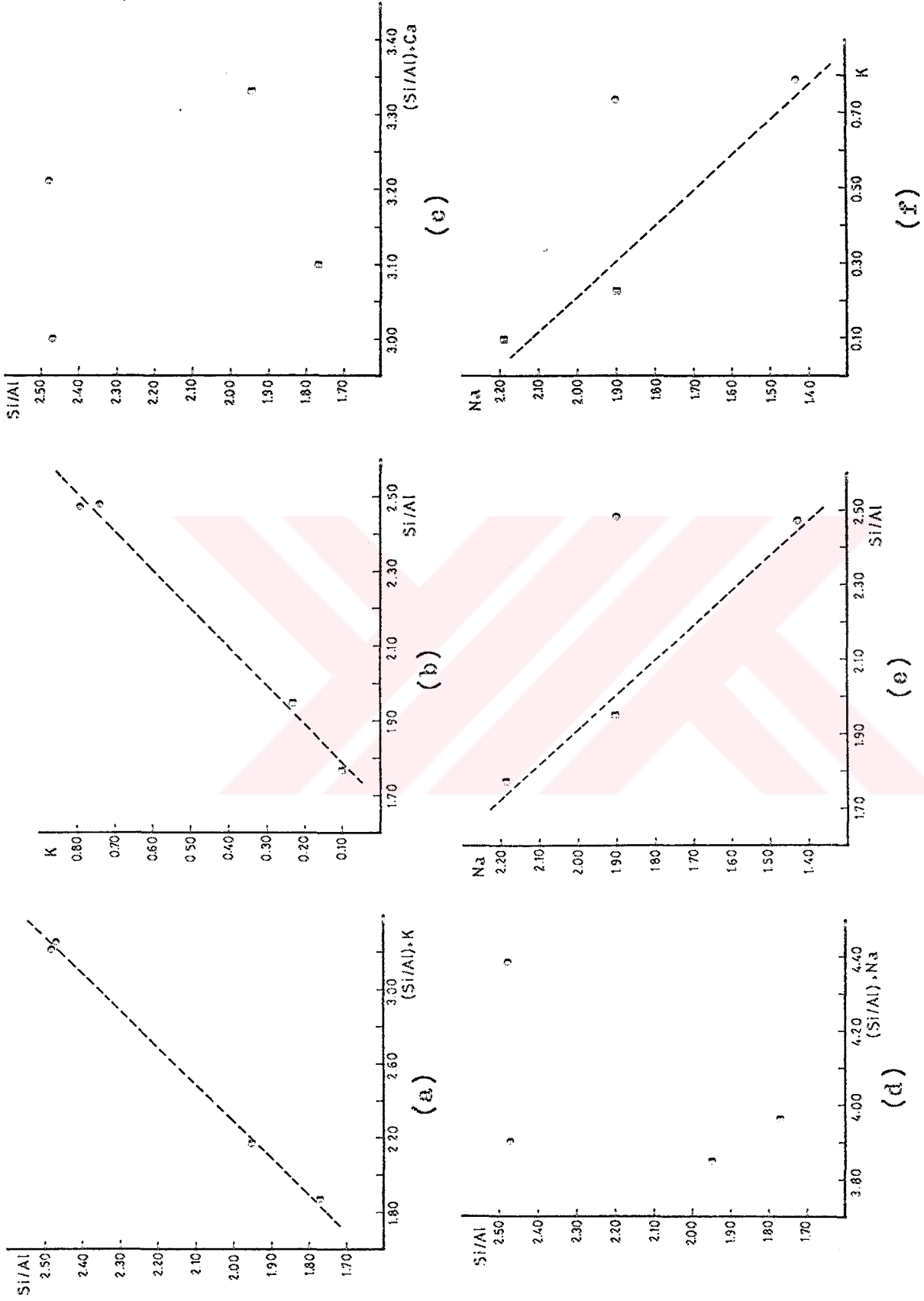
Filipsitlerde bazı katyonlar arasındaki ilişkiler araştırıldığında (Şekil 4.16), özellikle Na ve K arasındaki negatif korelasyonun dikkate değer olduğu gözlenmektedir.



Şekil 4.14 : Filipsitlerin kimyasal bileşimlerdeki değişimler.



Şekil 4.15 : Filipsitlerde değişebilir katyonların dağılımları. Derin deniz filipsitlerinin alanı, Boles (1977) tarafından çizilmiştir.



Şekil 4.16 : Filipsitlerde a)  $Si/Al-(Si/Al)+K$ , b)  $Si/Al-K$ , c)  $Si/Al-(Si/Al)+Ca$ , d)  $Si/Al-(Si/Al)+Na$ , e)  $Si/Al-Na$ , f)  $Na-K$  arasındaki ilişkiler,

Bu iki elementle (Na, K) birlikte Mg'un alkali/toprak alkali oranını dolayısıyla filipsitlerin kristal morfolojisini denetledikleri düşünülmektedir.

#### 4.4. Piroklastların Kimyası

Volkanik malzemenin (cam, pomza, kül/toz) farklı diyajenetik ürünlere dönüşümü sürecinde ortaya çıkan kimyasal bilançoyu saptamak için, Karaören ve Sarıkaya formasyonu tüflerinin tük kayaç, Karaören formasyonundaki çeşitli zeolit fasiyeslerini temsil eden volkanik cam ve bağlayıcı malzemenin kimyasal bileşimleri araştırılmıştır. Bu işlem sonucunda, oldukça karmaşık olan paleogölün kimyasal bileşimine yaklaşımda bulunmaya ve bu ortam kimyasına bağlı olarak gelişebilecek mineraller belirlenmeye çalışılmıştır. İzlenen yolun uygulanmasında Semelin (1985) ile Broxton et al'dan (1987) yararlanılmıştır.

##### 4.4.1.2 Tük kayaçın kimyasal bileşimi

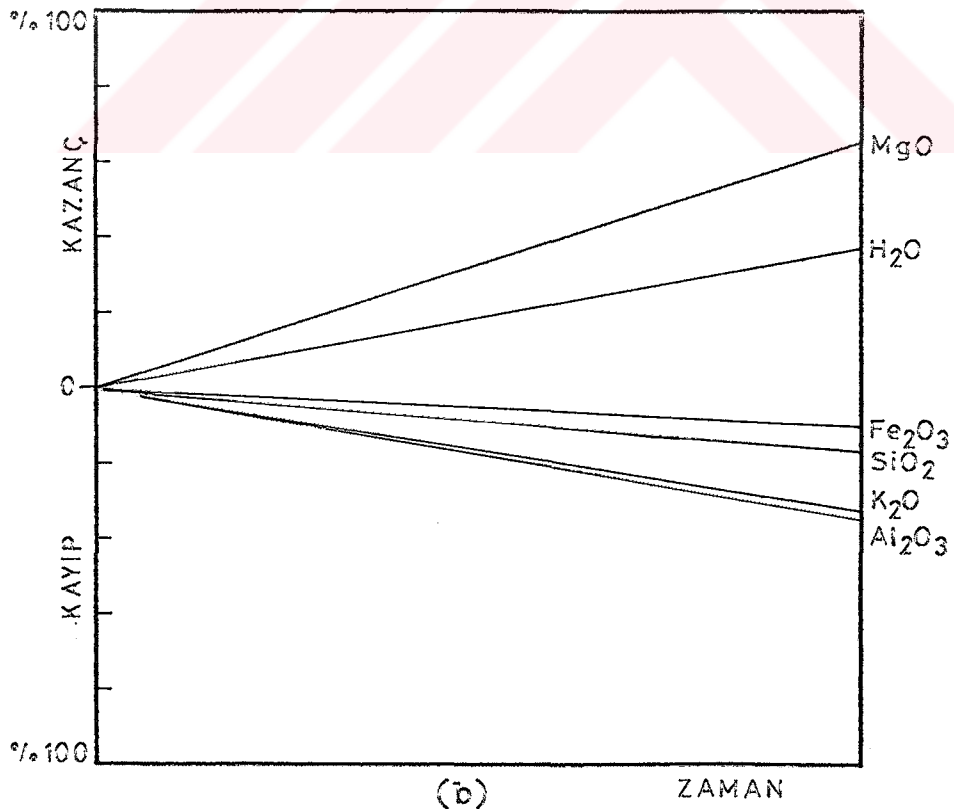
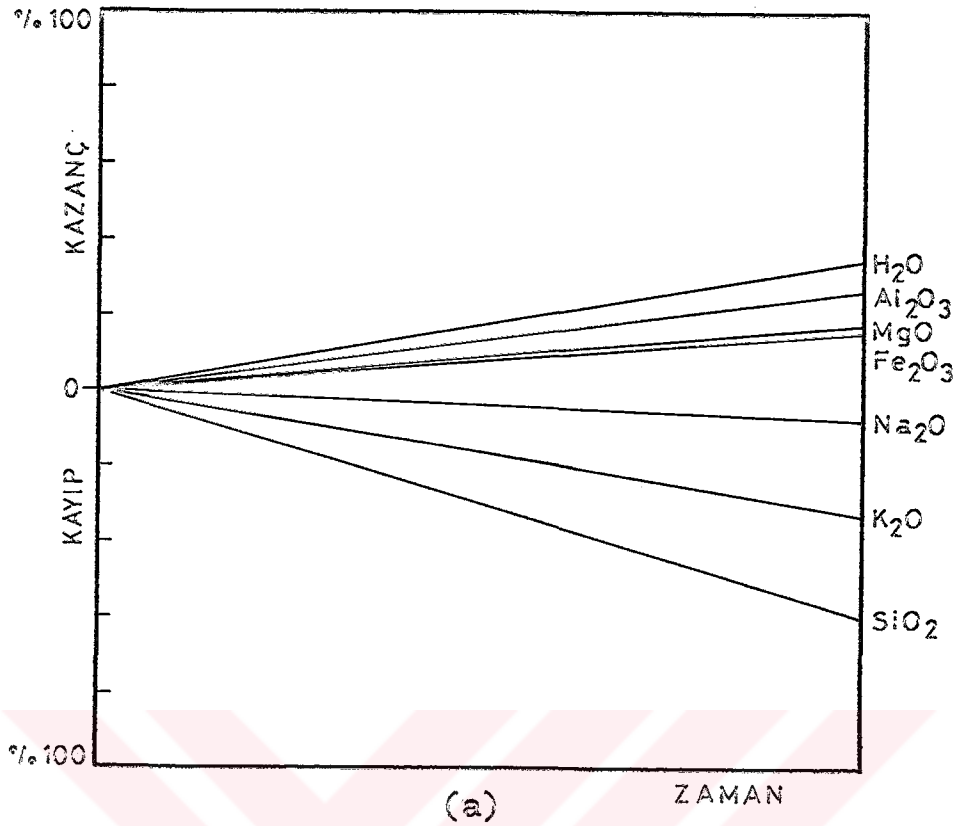
Tüflerin simektite dönüşümü sırasında ana element miktarlarındaki değişimleri tahmin etmek için, Karaören formasyonuna ait 7 tuf ve 9 simektit, Sarıkaya formasyonuna ait 1 tuf ve 14 simektit fraksiyonunun ortalama kimyasal bileşimleri kendi aralarında karşılaştırılmıştır (Çizelge 4.10). Çizelgeden görüleceği gibi, bu dönüşüm sırasında, Karaören formasyonunda  $Al_2O_3$ , MgO ve  $Fe_2O_3$ 'te bir kazanç,  $SiO_2$ ,  $K_2O$  ve kısmen de  $Na_2O$ 'te bir kayıp söz konusudur. Sarıkaya formasyonunda ise MgO en önemli kazancı,  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  ve  $K_2O$  kaybı oluşturmaktadır.

Karaören formasyonu tüflerinin simektitlere transformasyonu sırasında açığa çıkan Si, K ve Na'un SEM incelemeleri ile de ortaya konulduğu gibi, K-feldispat, opal-CT/kuars ve zeolit neoformasyonunda kullanıldığını düşündürmektedir (Şekil 4.17a).  $Fe_2O_3$  miktarındaki artma, simektit oluşumuna katılmayan pirojenik biyotit ve hornblend yapısında yer almasından kaynaklanmaktadır. Alafazlalığa,



Çizelge 4.10 : Karabören ve Sarıkaya formasyonlarına ait tüf ve simektitlerin ortalama kimyasal bileşimlerinin karşılaştırılması (%).

Oksit	Karabören formasyonu				Sarıkaya formasyonu					
	Simektit	Tüf	Fark	Kazanç	Kayıp	Simektit	Tüf	Fark	Kazanç	Kayıp
SiO <sub>2</sub>	60,62	71,74	-11,12		60	56,39	61,00	- 4,61		14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,87	13,27	+ 4,60	27		2,59	15,00	-12,41		37
MgO	3,57	0,40	+ 3,17	18		21,99	1,03	+20,96	63	
CaO	1,27	0,99	+ 0,28	2		0,93	1,30	- 0,37		1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,22	1,24	+ 2,98	17		0,53	4,00	- 3,47		10
Mn <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	0,02	0,04	- 0,02			0,02	0,04	- 0,02		
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,20	+ 0,20	1		0,08	0,31	- 0,23		1
BaO	0,03	0,05	- 0,02			0,01	0,04	- 0,03		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,10	- 0,01			0,10	0,02	+ 0,08		
SrO	0,01	0,02	- 0,01			0,04	0,02	+ 0,02		
Na <sub>2</sub> O	0,19	1,45	- 1,26	7		0,06	0,30	- 0,24		1
K <sub>2</sub> O	0,86	6,90	- 6,04	33		1,13	13,46	-12,33		36
Li <sub>2</sub> O	0,08	Ç.Y.	?			1,11	Ç.Y.	?		
H <sub>2</sub> O	9,42	3,32	+ 6,10	35		14,64	2,36	+12,28	37	



Şekil 4.17 : Tüflerin simektite dönüşümünde ortaya çıkan kimyasal bilanço a) Karaören formasyonu, b) Sarıkaya formasyonu.

simektit fraksiyonunun K-feldispat içermesi ile ilgili olabilir.  $H_2O$  miktarındaki artma ise bunun simektitin yapısında yer almasının doğal sonucudur.

Sarıkaya formasyonu tüflerinden itibaren simektit neoformasyonu sürecinde önemli miktarda Si, Al ve K kaybı olmaktadır (Şekil 4.17b). Bu elementler, varlığa SEM incelemeleri ile de belirlenen K-feldispatın otijenezinde kullanılmıştır.  $Fe_2O_3$ 'deki kayıp ise gerçekte biyotit ve hornblend yapısında korunmaktadır. Buna karşın, MgO tüflerin bileşiminde % 1, simektitlerin bileşiminde ortalama % 22 mertebesinde bulunmaktadır. Trioktaedrik simektit oluşumu için gerekli Mg, tüflerden gelmediğine göre, başka bir kaynaktan göl ortamına katılmak zorundadır. Bu kaynak, hidrotermal getirimler olup simektitten başka Mg ve MgCa-boratlardan MgCa-karbonatların da ihtiyacını karşılamıştır. Bu veriler, volkanik malzemenin hidrolizi sırasında önemli konsantrasyon değişimleri ve kapalı bir sistemden ziyade ortamın Mg'a açık olduğunu vurgulamaktadır.

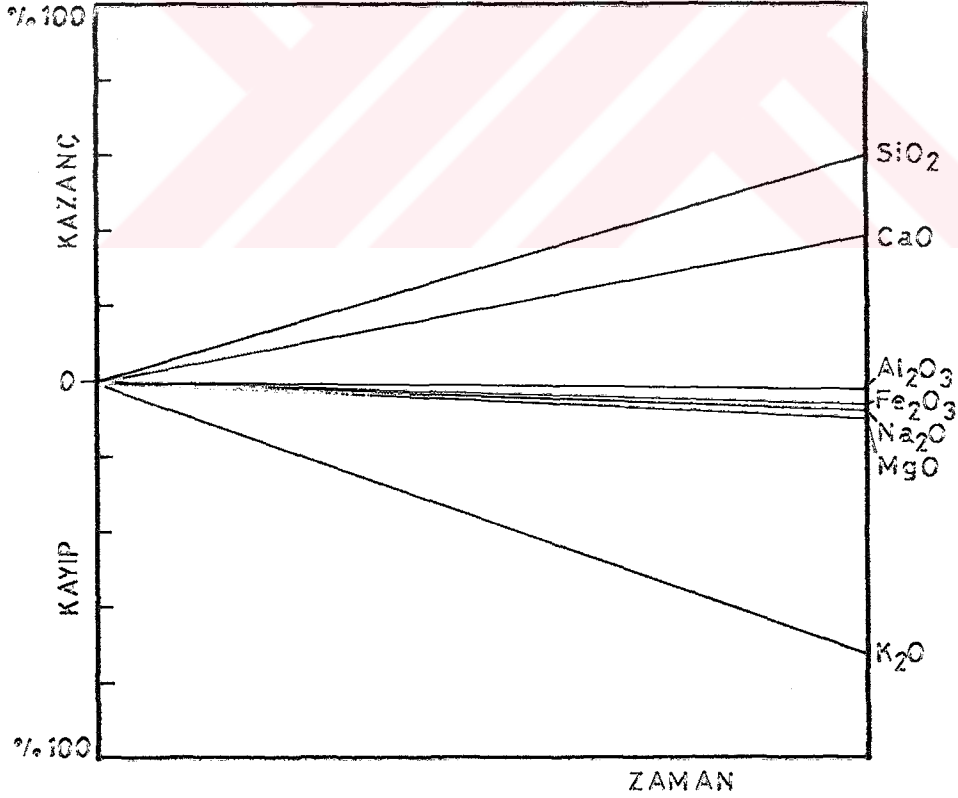
#### 4.4.2. Klinoptilolit/höylandit fasiyesinde volkanik camın kimyasal bileşimi

Bu fasiyeste klinoptilolit/höylandit ile birlikte bulunan bozunmamış, taze volkanik camın kimyasal bileşimi EDS yöntemi ile saptanmış ve çözümlene sonuçları Çizelge 4.11'de verilmiştir. Aynı çizelgede, volkanik camın zeolite dönüşümünde ortaya çıkan kimyasal değişimleri belirlemek için, 3 klinoptilolit/höylandit örneğinin (5 çözümlene) ve volkanik camın (2 çözümlene) ortalama kimyasal bileşimleri de karşılaştırılmıştır.

Volkanik camın zeolite dönüşümünde önemli miktarda K, daha az miktarda da Al açığa çıkmaktadır (Şekil 4.18). Bunlar da K-feldispatın oluşumunu gerçekleştirmiş olmalıdır. Klinoptilolit/höylanditlerin CaO içeriği, volkanik cama göre daha fazladır. Zeolit oluşumu için gerek-

Çizelge 4.11 : Klinoptilolit/höylendit fasiyesindeki volkanik camın kimyasal bileşimleri ve klinoptilolit/höylendit ile volkanik camın ortalama kimyasal bileşimlerinin karşılaştırılması (%).

Kimyasal Bileşim	Farklaştırma							
	Oksit	KK-97	KS-599	Zeolit	Cam	Fark	Kazanç	Kayıp
SiO <sub>2</sub>		74.24	69.74	75.02	71.86	+3.16	60	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		14.31	16.51	15.28	15.41	-0.13		2
MgO		0.81	0.95	1.42	1.76	-0.34		6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1.38	0.29	0.60	0.84	-0.24		4
TiO <sub>2</sub>		-----	-----	0.07	0.00	+0.07	1	
CaO		0.89	1.03	2.98	0.96	+2.02	39	
Na <sub>2</sub> O		1.35	0.89	0.82	1.12	-0.30		5
K <sub>2</sub> O		6.38	10.76	3.77	8.57	-4.80		83
Toplam		99.36	99.95					



Şekil 4.18 : Volkanik camın klinoptilolite dönüşümünde ortaya çıkan kimyasal bilanço.

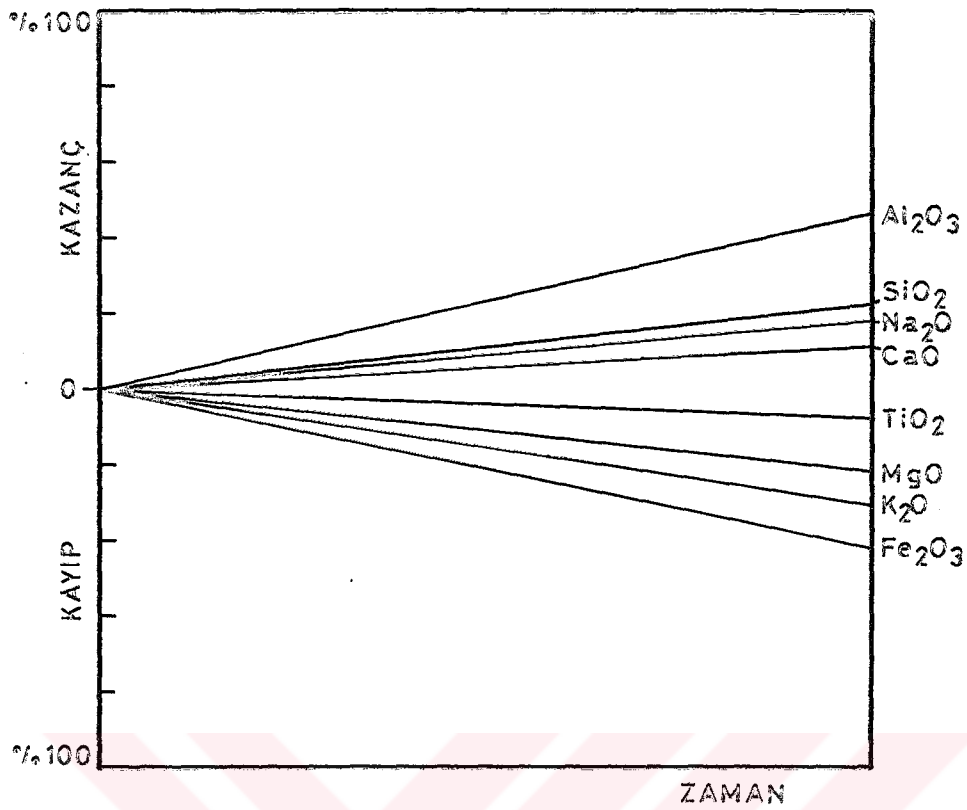
li Ca, çözültiden (göl suyu) sağlanmış olmalıdır. İncelenen diğer katyonların miktarlarındaki artma ve azalmalar önemsiz olup uygulanan yöntemin hata sınırları içerisinde kalmaktadır.

#### 4.4.3. Filipisit fasiyesinde volkanik camın kimyasal bileşimi

Filipsitli iki tüf örneğinin bağlayıcı malzemesinde yapılan kimyasal çözümleme sonuçları ve bunların ortalaması, filipsit türü zeolitlerin ortalama kimyasal bileşimleri ile karşılaştırılmıştır (Çizelge 4.12). Elde edilen değerlere göre, camın filipsitleşmesi sırasında önemli miktarda Fe, K ve Mg açığa çıkmaktadır (Şekil 4.19). Bu elementlerin simektit yapısında kullanılması gerekmektedir. XRD-TK ve SEM incelemeleri de filipsitin yanında simektitin bulunduğunu göstermiştir. Kimyasal çözümlemesi yapılan bağlayıcı malzemenin kısmen bozunmuş olması, camın zeolite dönüşümü sırasında ortaya çıkan değişimlerin belirlenmesini güçleştirmektedir. Ayrıca, bağlayıcı malzemenin kimyasal bileşiminin filipsitinkine benzerliği, bu kesimde filipsit olabileceğini düşündürmektedir.

Çizelge 4.12 : Filipisit fasiyesindeki volkanik camın kimyasal bileşimleri ve filipsit ile volkanik camın ortalama kimyasal bileşimlerinin karşılaştırılması (%).

Kimyasal Bileşim	Karşılaştırma					
	KK-76	KN-229	Zeolit	Cam	Fark	Kazanç Kayıp
SiO <sub>2</sub>	64.02	51.03	60.98	57.53	+3.45	18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.13	13.65	24.26	15.39	+8.87	47
MgO	3.68	2.93	1.08	3.31	-2.23	22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.85	4.67	0.96	5.26	-4.30	41
TiO <sub>2</sub>	0.40	1.24	0.09	0.82	-0.73	7
CaO	2.51	3.34	5.18	2.93	+2.25	12
Na <sub>2</sub> O	1.20	0.80	5.37	1.00	+4.37	23
K <sub>2</sub> O	5.26	5.16	2.06	5.21	-3.15	30
Toplam	100.05	100.04				



Şekil 4.19 : Volkanik camın filipsite dönüşümünde ortaya çıkan kimyasal bilanço.

#### 4.5. Karbonatların Kimyası

Karaören ve Sarıkaya formasyonları karbonat minerallerinin kimyası, 23 örnekte araştırılmış ve yapısal formülleri de 3 ve 6 oksijen bazına göre hesaplanmıştır (Çizelge 4.13). Bu hesaplamada örneklerin MgCO<sub>3</sub> ve CaCO<sub>3</sub> içerikleri dikkate alınmıştır. Bunların yorumlanmasında ise saf örnekler kullanılmıştır.

Elde edilen veriler, Sarıkaya formasyonunda boratlı zonu temsil eden dolomitlerin Mg/Ca oranı 1 veya 1'e yakın, diğer bir ifadeyle 'ideal dolomit' (Goldsmith and Graf, 1958b) bileşiminde olduklarını göstermiştir. Bu zonu alt ve üst kesimlerinde Mg/Ca oranı genellikle tedrici olarak azalmakta ve 1'den küçük olmaktadır. Bunlar, Ca'ca zengin dolomit (Goldsmith and Graf, 1958b), Ca-dolomit (Folk, 1974), kalsiyen dolomit (Reeder and Sheppard, 1984; Wenk and Zhang, 1985) olarak adlandırılmaktadır.

Çizelge 4.1.3 ; Karadören ve Sarıkaya formasyonları karbonat minerallerinin ana ve iz element gözümleme sonuçları ile yapısal bileşimleri.

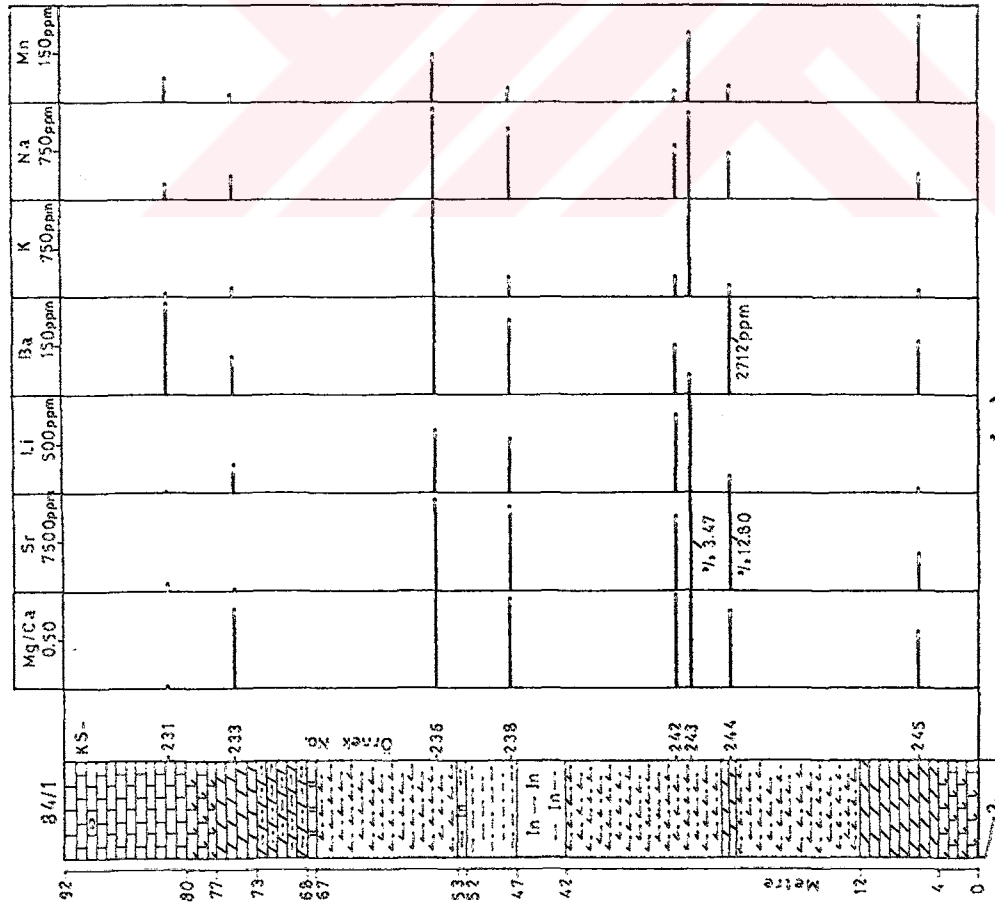
Örnek No	Mineral	%		ppm				K	Na	Mn	Çözünen	Yapısal Formül		
		Mg.	Ca.	Sr.	Li.	Ba.	Mg.					Ca.	Mg/Ca.	
Karadören formasyonu														
KK- 87	Ka	0,19	41,83	0,08	814	6	404	148	109	1429	99,99	0,01	0,99	0,01
88	Do	13,31	26,14	0,81	8132	201	81	222	682	195	95,63	0,46	0,54	0,85
Sarıkaya formasyonu														
KS-231	Ka+Do	0,78	41,19	0,17	1702	12	282	70	263	72	96,88	0,03	0,97	0,03
233	Do	10,87	21,94	0,01	97	299	121	150	392	34	94,46	0,45	0,55	0,82
236	Do	11,95	19,77	1,42	14202	645	306	1480	1420	155	64,59	0,50	0,50	1,00
238	Do+St	11,59	20,87	1,33	13285	546	238	330	1124	48	84,90	0,48	0,52	0,92
242	Do	11,59	20,18	1,15	11503	788	160	339	852	32	94,42	0,49	0,51	0,96
243	Do	11,17	19,18	3,47	3457	1047	81	1546	1362	217	68,53	0,49	0,51	0,96
244	Do+St	8,62	18,22	12,80	127983	170	2712	222	725	55	99,83	0,44	0,56	0,79
245	Do+Ka	10,38	27,71	0,60	6009	55	170	92	399	266	96,39	0,38	0,62	0,61
455	Ka	0,48	38,46	0,10	975	8	160	50	153	57	99,26	0,02	0,98	0,02
456	Do	11,03	21,07	1,68	16788	579	214	1406	11816	268	61,12	0,46	0,54	0,82
458	Do, Ma	12,09	17,45	0,64	6346	1206	346	3733	17316	442	54,58	0,53	0,47	1,13
461	Do+St	10,87	19,48	1,28	12775	2358	110	615	9005	52	77,94	0,48	0,52	0,92
462	Do+St	10,38	24,73	0,95	9449	632	163	260	4494	26	96,32	0,41	0,59	0,69
464	Do+St	11,60	19,59	0,93	9388	1340	170	904	8768	51	84,55	0,49	0,51	0,96
466	Do+St	12,19	19,80	1,29	12881	1423	156	859	14123	41	71,32	0,50	0,50	1,00
467	Do	11,64	20,75	0,25	2495	1175	217	1000	6380	70	68,94	0,48	0,52	0,92
472	Do+Ka	9,24	24,54	0,26	2607	489	89	479	1516	71	72,87	0,31	0,69	0,45
473	Do	12,01	22,28	0,85	8459	504	283	2109	1450	408	45,49	0,47	0,53	0,89
474	Do	11,38	21,37	0,80	8032	388	236	381	492	92	86,67	0,47	0,53	0,89
475	Do	10,82	21,01	0,77	7731	67	200	166	383	139	97,77	0,46	0,54	0,85
476	Ka	0,17	33,65	0,03	325	13	499	105	332	998	29,44	0,01	0,99	0,01

İnceleme alanındaki dolomitlerin Mg/Ca oranı 0.69-1.00 arasında değişmekte olup ideal dolomit ile Ca-dolomitin bileşimlerini yansıtmaktadır. Bir örneğin (KS-458), Mg/Ca oranı 1.13'dür. Bu durum, karbonat fraksiyonunda dolomitin yanı sıra XRD-TK ile saptanamayacak miktarda manezitin bulunmasından ileri gelmektedir. İki örnekte ise (KS-245, KS-472) dolomitin yanında kalsit bulunmaktadır. KS-231 numaralı örnekte kalsitle birlikte çok az dolomit yer almaktadır (Bkz. Çizelge 4.13).

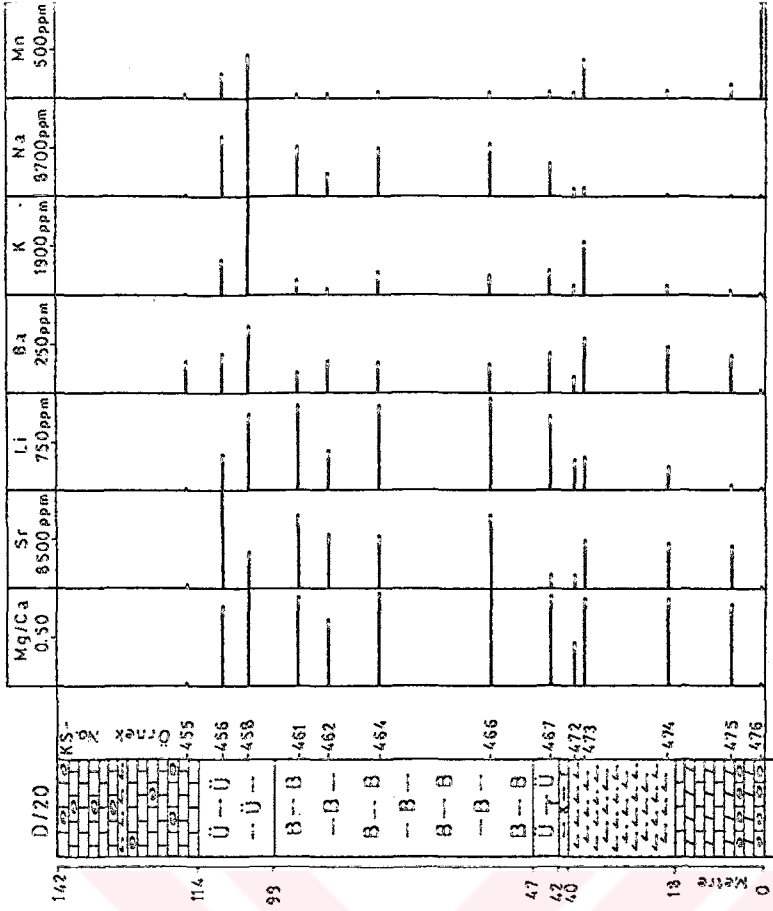
Kalsitler üzerinde yapılan çözümlenmeler az olmakla birlikte bunların  $MgCO_3$  içerikleri % 0.59-1.66 arasında değişmekte olup 'düşük Mg-kalsit' (Müller et al., 1972; Folk, 1974) bileşimindedir. Tipik Mg-kalsit veya magneziyen kalsitlerde  $MgCO_3$  içeriği % 20 mola kadar çıkmaktadır (Goldsmith et al., 1955, 1961; Goldsmith and Graf, 1958a, 1958b).

Diğer taraftan, inceleme alanındaki karbonat minerallerinde bazı iz elementlerin dikey dağılımları 84/1 ve D/20 sondajlarında incelenmiştir (Şekil 4.20). Bu elementlerden özellikle Sr'un miktarı, 84/1 sondajında bazı örneklerde stronsiyanın yapısından ileri gelmekte ise de, D/20 sondajında boratlı zonda konsantrasyonunun artması, bu elementi borat aramalarında kullanılabilir bir ölçüt olarak değerlendiren araştırmacıların (Gündoğdu and Yalçın, 1985) görüşlerinin geçerliliğini pekiştirmektedir. Sr ve Li'un miktarı, simektitlerde olduğu gibi karbonatlar da da artması, tuzluluğun dikey yönde arttığının bir işareti kabul edilmiştir. Bilindiği gibi, bu elementler Renard (1975), Neat et al. (1979) ve Gündoğdu (1982) tarafından tuzluluğun belirteci olarak yorumlanmıştır. Basındaki buharlaşma/beslenme oranının Sarıkaya formasyonunun kimyasal sedimantasyonu sırasında en yüksek düzeye ulaşması, bu görüşü güçlendirmektedir. Ayrıca, Sr ve Li'un boratlı zonda miktarının artması, bu elementlerin bor ile pozitif ilişki göstermesinden ileri gelmekte ve Ataman and Baysal'ın (1978) da belirttiği gibi kayna-





(a)



(b)

Şekil 4.20 : Sarıkaya formasyonu karbonat minerallerinde bazı iz elementlerin a) 84/1, b) D/20 sondajlarındaki dikey dağılımları,

nağının hidrotermal getirimler olduğunu vurgulamaktadır. Kimyasal çözümlemelere bakıldığında, Ba'un daha çok stronsiyanitin yapısında zenginleştiği dikkati çekmektedir. Dolomit+stronsiyanit parajenezi gözlenen Sr bakımından zengin bir örnekte (KS-244), Ba miktarı 2712 ppm iken, bu element kalsitlerde ortalama 336 ppm, dolomitlerde ortalama 186 ppm mertebesinde bulunmaktadır. Bu zenginleşme, stronsiyanit ( $\text{SrCO}_3$ ) ile viteritin ( $\text{BaCO}_3$ ) benzer kristal yapısına sahip (Speer, 1983) olmasından kaynaklanabilir.

İncelenen diğer elementlerden Na ve K'un miktarının, artık oranı yüksek yani çözünen kesimi düşük örneklerdeki fazlalığı, bu elementlerden Na'un submikroskopik borat minerallerinden, K'un ise simektitlerden çözeltiye geçme olasılığı gözönünde bulundurularak herhangi bir genelleme yapmaktan kaçınılmıştır. Mn'in dağılımı ise Sr ve Li'un dağılımına ters bir durum göstermekte ve genellikle boratlı zon dışında miktarı nispeten artmaktadır.

#### 4.6. Volkanik ve Piroklastik Kayaçların Kimyası

İnceleme alanındaki İdrisyayla ve Türkmen dağı volkanitleri ile Karaören ve Sarıkaya formasyonlarına ait tüflerden OM ve XRD-TK incelemeleri sonucunda bozunma göstermeyen veya en az bozunmaya uğramış örnekler üzerinde ana element (Çizelge 4.14), iz element çözümlmeleri (Çizelge 4.15) yapılmış, CIPW normları (Çizelge 4.16) hesaplanmıştır.

Bu incelemeler ile volkanik ürünlerin adlandırılması/sınıflandırılması, soy özelliklerinin belirlenmesi ve sonuçta borat oluşumu ile volkanizma arasındaki ilişkinin araştırılması amaçlanmıştır. Belirlenen amaca ulaşabilmek için, elde edilen değerler, değişik araştırmacıların diyagramlarına uygulanmış, bütünlük sağlanması bakımından da tüm örnekler aynı diyagramlar üzerinde gösterilmiştir.

Çizelge 4,14 : Kırka yöresi volkanik ve piroklastik kayalarının ana element çözümü sonuçları.

İdrisyayla volkanitleri	Karadiren formasyonu (a)												Sarıkaya					
	Taban andezitleri (b)						Tb. Riyoliti (c)						fm. (e)		Türkmendağı			
	KN-47	KN-48	KN-70	KN-663	KN-513	KN-587	KN-22	KN-691	KN-53	KK-212	KK-418	KK-426	KN-631	KN-666	KN-679	KN-523	KN-23	KN-635
% Oksit:	71,5	74,3	66,4	75,4	66,4	65,6	74,8	73,9	77,1	73,2	74,3	71,8	67,3	67,8	70,7	61,0	53,5	56,7
SiO <sub>2</sub>	13,4	12,6	15,4	11,7	14,4	14,8	12,8	13,2	10,4	12,1	11,9	14,2	16,6	14,8	12,9	15,0	15,5	17,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	0,55	1,07	0,65	1,87	1,14	0,05	0,26	0,38	0,38	0,22	0,20	0,45	0,65	0,54	1,03	6,07	3,21
MgO	2,4	2,7	3,9	2,4	4,4	2,6	<0,2	1,5	0,2	0,7	0,9	0,8	<0,2	2,4	1,7	1,3	7,4	5,9
CaO	2,7	3,0	4,9	2,8	5,0	3,4	<0,1	1,6	1,0	1,2	1,4	0,8	1,1	1,6	1,6	4,0	6,8	6,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,030	0,045	0,053	0,021	0,077	0,068	<0,010	0,041	<0,010	0,057	0,038	0,046	0,010	0,067	0,054	0,038	0,128	0,094
Mn <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,46	0,53	0,74	0,51	0,67	0,57	0,21	0,29	0,12	0,06	0,13	<0,02	0,43	0,26	0,37	0,31	0,93	0,98
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,09	0,11	0,08	0,11	0,11	0,08	0,09	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,05	0,11	0,12	0,04	0,13	0,14
BaO	0,12	0,12	0,16	0,14	0,19	0,16	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	0,14	<0,10	<0,10	0,34	0,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,05	0,03	0,05	0,03	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,04	0,02	0,06	0,07
SrO	3,20	2,93	3,49	2,49	3,26	3,01	1,33	3,06	0,08	1,58	2,49	2,23	0,26	1,70	1,84	0,30	2,99	3,11
Na <sub>2</sub> O	4,08	3,37	3,66	3,18	3,50	4,27	8,16	4,32	9,70	5,86	4,80	4,92	13,88	4,64	4,47	13,46	2,92	4,22
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,06	0,06	0,04	<0,02	0,03	0,05	0,03	0,12	0,02	0,03
C	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	1,20	<0,02	<0,02
S	0,43	0,50	0,80	1,14	0,85	2,65	0,76	0,90	1,02	4,68	2,16	3,49	0,56	6,35	4,95	2,36	1,48	1,02
Toplam	99,20	100,80	100,79	100,58	100,81	98,34	98,65	99,35	100,21	100,01	98,53	98,66	101,00	100,61	99,43	100,28	98,28	99,38

Çizelge 4.15 : Kırka yöresi volkanik ve piroklastik kayaların iz element çözülme sonuçları (ppm),

Element	İdrisyayla volkanitleri										Karaören formasyonu				Sarıkaya			
	Taban andeziti		Taban rioliti		KN-53		KN-418		KN-426		KN-631		KN-679		Türkmenadağı bazaltı			
	KN-47	KN-48	KN-70	KN-663	KN-673	KN-687	KN-22	KN-691	KN-212	KN-418	KN-426	KN-631	KN-666	KN-679	KN-523	KN-23	KN-635	
Sr	297	287	411	297	434	315	95	179	46	42	41	33	40	284	227	200	536	661
Ba	1049	795	1010	773	933	958	785	786	75	73	52	62	457	1005	1040	268	1190	1311
V	52	38	95	53	103	62	7	16	19	8	3	5	66	17	20	39	150	132
Ni	33	27	24	32	19	1	22	<1,00	19	5	14	<1,00	7	<1,00	9	32	250	54
Co	12	8	12	9	16	8	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	6	<5,00	<5,00	<5,00	14	55	14
Cr	102	88	26	53	105	32	38	28	11	22	46	70	64	15	11	18	335	154
Zn	51	39	64	40	69	65	10	34	28	40	33	25	106	37	31	48	74	84
Üu	5	8	11	7	14	15	7	4	7	8	11	6	29	4	10	41	21	28
Se	5,7	5,6	10,7	6,0	15,1	7,3	1,8	5,2	1,9	3,5	3,1	3,6	5,5	2,1	2,6	6,2	19,9	16,0
Y	21	18	26	18	26	26	12	21	8	41	52	48	15	14	14	7	25	25
Zr	187	168	188	134	140	194	101	97	67	108	73	89	181	203	198	129	192	284
La	33,9	26,0	40,4	25,0	36,3	40,0	27,0	30,9	14,3	22,0	9,0	18,6	29,9	37,5	36,9	7,6	33,5	61,2
Ca	60,6	46,6	61,0	51,1	54,4	71,0	57,1	39,1	35,7	46,9	24,5	36,7	54,4	60,4	61,1	14,1	67,5	108,0
Eu	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00
Yb	1,9	1,6	2,1	1,4	2,4	2,2	0,7	1,9	<0,10	4,1	5,3	5,2	1,5	1,0	0,6	<0,10	2,0	1,9
Lu	0,2	0,2	0,3	0,2	0,4	0,2	0,1	0,100	0,2	0,4	0,4	0,3	0,100	0,2	0,2	<0,100	0,3	<0,100
Nb	14,0	11,9	11,9	12,3	14,0	15,6	15,8	16,2	8,3	28,0	27,5	39,4	14,1	12,2	9,6	9,3	12,1	18,8

Çizelge 4.16 : Kıvrık yöresi volkanik ve piroklastik kayaların CIPW normları.

	Kırısayla volkanikleri				Taban riyoliti				Karabren formasyonu				Sarıkaya					
	KN-47	KN-48	KN-70	KN-663	KN-587	KN-22	KN-691	KN-53	KK-212	KK-418	KK-426	KN-631	KN-666	KN-679	KN-523	TK-23	KN-635	
q	31,60	38,35	23,14	42,98	23,67	24,86	35,59	36,29	39,39	39,94	39,68	38,30	11,88	34,45	38,66	5,29	4,00	7,66
or	24,11	19,92	21,63	18,79	20,68	25,24	48,22	25,53	56,78	34,63	28,37	29,08	82,03	27,42	26,42	79,49	17,26	24,94
ab	27,08	24,79	29,53	21,07	27,59	25,47	11,25	25,89	.....	13,37	20,90	18,87	2,20	14,39	15,57	2,27	25,30	26,32
an	10,15	11,28	15,55	11,09	14,32	12,01	0,39	6,69	.....	2,49	3,60	3,23	0,27	10,96	7,92	.....	20,25	20,24
c	.....	.....	.....	0,10	.....	0,83	1,64	1,04	.....	2,25	1,32	4,02	1,05	2,97	2,13	.....	.....	.....
di	.....	.....	0,30	.....	3,28	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	3,10	8,80	1,60
en	1,74	1,37	2,53	1,62	3,16	2,84	0,13	0,65	0,95	0,95	0,55	0,50	1,12	1,62	1,35	1,13	11,03	7,26
hm	2,70	3,00	4,90	2,80	.....	3,40	0,10	0,10	0,79	1,20	1,40	0,80	1,10	1,60	1,60	3,87	6,80	6,20
il	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	0,04	0,02
tn	0,79	1,02	1,82	.....	1,64	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	0,76	2,23	2,39
ru	0,14	0,11	.....	0,51	.....	0,57	0,21	0,29	0,12	0,06	0,13	0,02	0,43	0,26	0,37	.....	.....	.....
ap	0,28	0,28	0,38	0,33	0,45	0,38	0,16	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,33	0,24	0,24	0,81	1,40

#### 4.6.1. Volkanik-piroklastik kayaçların adlandırılması/sınıflandırılması

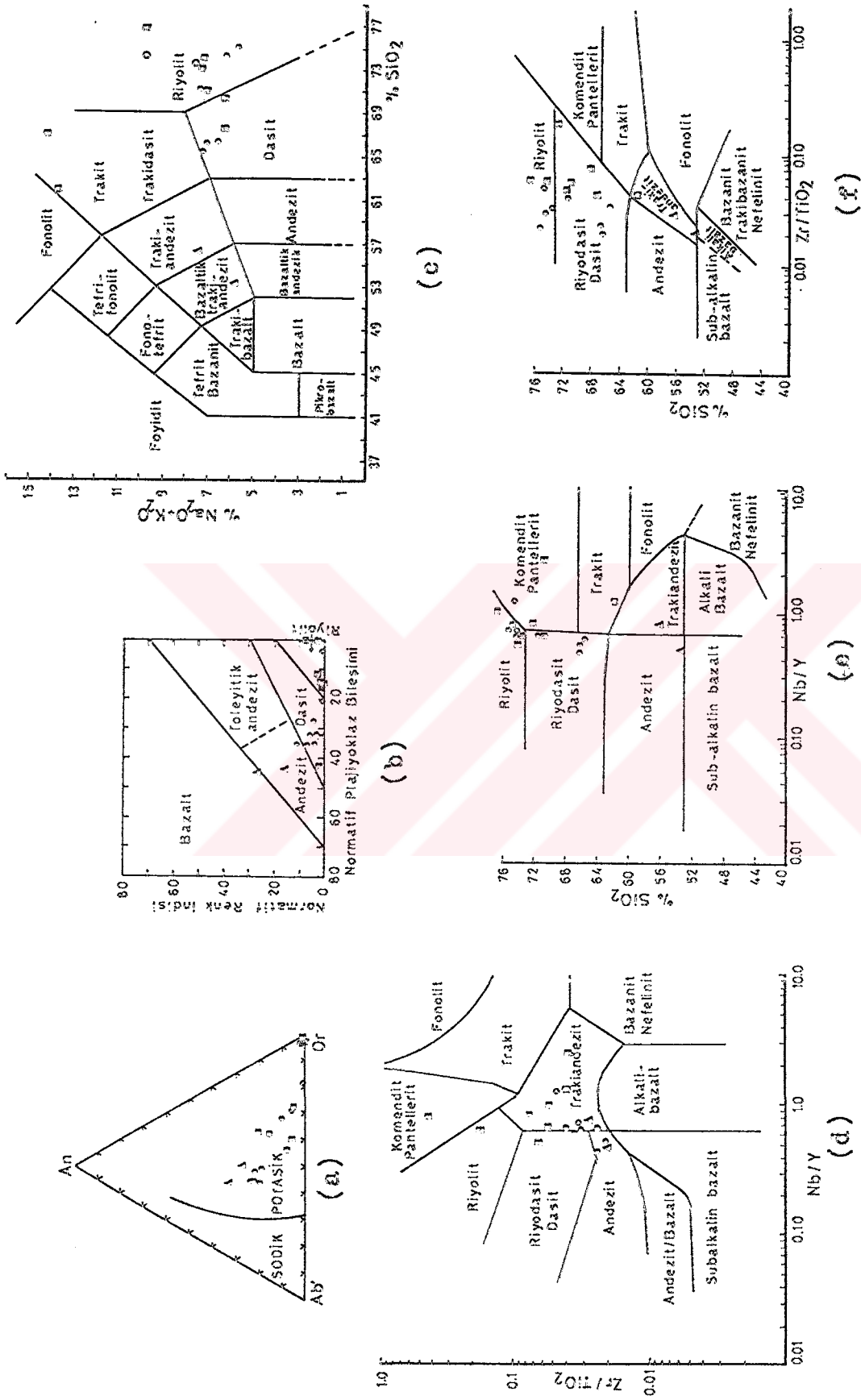
İncelenen birimler kimyasal bileşimlerine,  $SiO_2$  yüzdelere göre, Türkmenadağı bazaltı bazığe yakın olup ortaç (% 53-56), diğerleri asitik (% 66'dan büyük) bileşimdedir (Bkz. Çizelge 4.14).  $Al_2O_3$  miktarlarına göre ise genellikle peralüminalı kayaçlar  $Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O + CaO)$  grubuna (Hughes, 1982) girmektedir. Ayrıca, An-Ab'-Or diyagramı (Irvine and Baragar, 1971) incelenen tüm örneklerin potasik bileşimde olduğunu göstermektedir (Şekil 4.21a).

Ana ve iz element içerikleri kullanılarak çeşitli araştırmacıların geliştirdikleri NRİ-NPB (Irvine and Baragar, 1971), toplam alkali-silis (Le Bas et al., 1986), Zr/TiO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub>-Nb/Y, SiO<sub>2</sub>-Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester and Floyd, 1977) diyagramlara uygulanan örnekler (Şekil 4.21b-f), aşağıdaki genelleştirmenin yapılmasını mümkün kılmıştır:

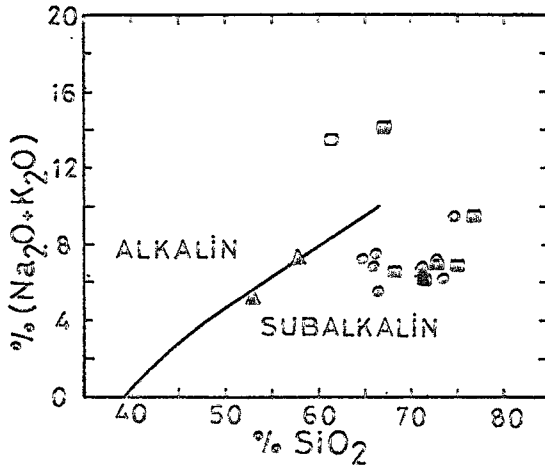
İdrisyayla volkanitlerinden Taban andeziti birimi, riyodasit-dasit, kısmende andezit ve riyolit bileşimindedir. Bazı örneklerin riyolit alanına düşmesi, OM incelemelerinde de belirtildiği gibi, bu kayaçların hamurunda ikincil silisleşmenin gelişmesi ile ilgilidir. Taban riyoliti birimi, riyolit; Karaören ve Sarıkaya formasyonu tüfleri riyolit-riyodasit-dasit bileşimlerini yansıtmaktadır. Türkmenadağı bazaltı birimi ise bazalt-andezit-trakiandezit gibi farklı adlandırmalara karşılık gelmektedir. Bu sonuçlar, modal mineralojik bileşime dayanılarak yapılan adlandırmalara önemli ölçüde benzemektedir.

#### 4.6.2. Volkanik-piroklastik kayaçların soy özellikleri

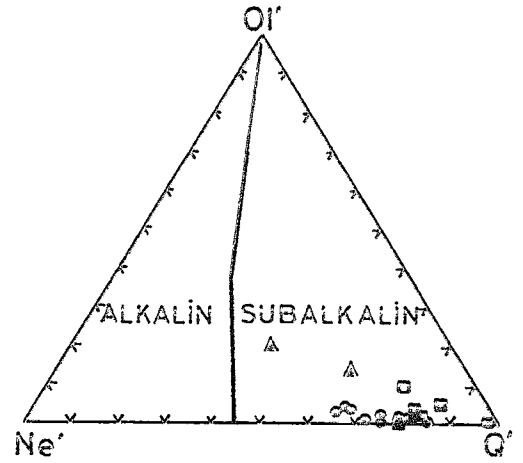
Toplam alkali-silis ve Ol'-Ne'-Q' diyagramları (Irvine and Baragar, 1971), Karaka yöresi magmatik kayaçlarının subalkali karakterini açık bir biçimde ortaya koymaktadır (Şekil 4.22a-b). Karaören ve Sarıkaya formasyonlarına ait birer tuf örneğinin alkali kesimde yer alması,



Şekil 4.2.1 : Volkanik ve piroklastik kayaların a) An-Ab'-Or, b) NRI-NPB (Irvine and Baragar, 1971), c) toplam alkali-silis (Le Bas et al., 1986), d)  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$ -Nb/Y, e)  $\text{SiO}_2$ -Nb/Y, f)  $\text{SiO}_2$ -Zr/ $\text{TiO}_2$  (Winchester and Floyd, 1977) içeriklerine göre sınıflandırılması.



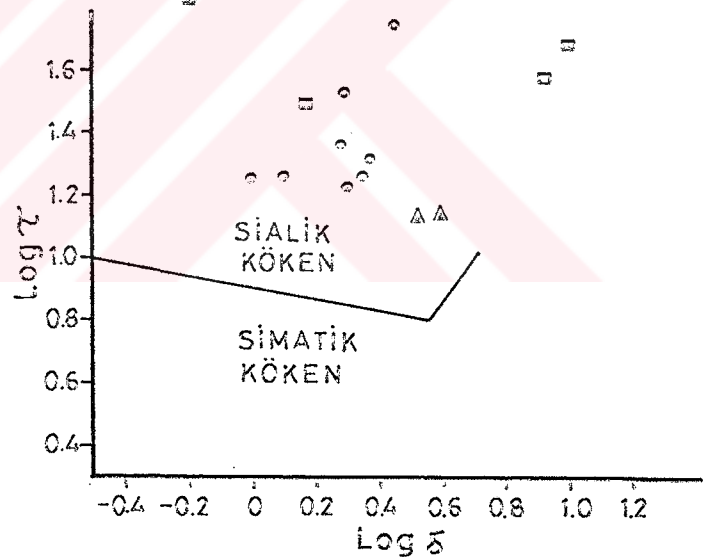
(a)



(b)



(c)



(d)

Şekil 4.22 : Volkanik ve piroklastik kayaların a) toplam alkali-silis, b)  $OI'$ - $Ne'$ - $Q'$ , c) AFM (Irvine and Baragar, 1971), d)  $\log T$ - $\log \delta$  (Gottini, 1968) diyagramlarına göre soy özelliklerinin belirlenmesi.



bu örneklerin kısmen killeşmesinden kaynaklanmaktadır. Dolayısıyla tüm örneklerin subalkali alanına temsil ettikleri belirtilebilir. Subalkali özelliği belirlenen volkanik-piroklastikler, Irvine and Baragar'ın (1971) AFM diyagramında (Bkz. Şekil 4.22c), kalkalkali alanda yer almaktadır. Gottini (1968) tarafından verilen  $\log T$ - $\log \delta$  diyagramında incelenen örneklerin sialik kökene işaret ettiği görülmektedir. Ayrıca, Pearce'ın (1976) ölçütlerine göre, Türkmendağı bazaltı şosonit bölgesinde dağılım göstermektedir.

Diğer taraftan, volkanik-piroklastik kayaların ortalama kimyasal bileşimleri, alt ve üst kıtasal kabuğun, adayayı kalkalkali volkanit ve şosonitlerin, şeylin ana ve iz element içerikleri ile karşılaştırılmıştır (Çizelge 4.17). Olağan kondrit, alt ve üst kıtasal kabuğun ana element bileşimleri ile alt kıtasal kabuğun iz element içerikleri Taylor and McLennan'dan (1981), diğerlerinin iz element miktarları Wedepohl'dan (1975) alınmıştır. Kondritlere ait Eu, Yb ve Lu değerleri Haskin et al. (1968) tarafından verilmiştir. Şeylin ana element içerikleri Mason'a (1966), iz element içerikleri ise Krauskopf'a (1981) aittir. Şosonit, adayayı andeziti ile dazitlerinin ana ve iz element miktarları Jakes and White'dan (1971) alınmıştır. Bunlardan İdrisyayla volkanitleri ile Karaören ve Sarıkaya formasyonu tüflerinin bileşimi üst kıtasal kabuğa, Türkmendağı bazaltının bileşimi şosonit ile alt kıtasal kabuğa benzemektedir. Bu yaklaşım ile, Batı Anadolu'da çalışan birçok araştırmacı (Borsi et al., 1972; Keller and Villari, 1972; Sunder, 1980; Ercan vd., 1981/1982; Ercan vd., 1985) tarafından da ortaya konulduğu gibi, İdrisyayla volkanitleri ile piroklastik kayaların (Karaören ve Sarıkaya formasyonları), levha içi volkanizmasının, diğer bir ifadeyle kıtasal kabuğun anateksi ürünlerini temsil ettiği ileri sürülebilir. Türkmendağı bazaltının şosonitik bileşimde olması ise bunların birincil manto kökenli magmanın

Çizelge 4.17 ; Kırka yöresi volkanik ve piroklastik kayaların ortalama ana ve iz element içeriklerinin yeryüzündeki bazı kayalar ile karşılaştırılması.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	69,93	74,35	70,40	55,10	33,30	54,00	66,00	58,10	53,74	59,64	66,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,72	13,00	13,49	16,30	2,43	19,00	16,00	15,40	15,84	17,38	18,24
MgO	1,00	0,16	0,48	4,64	23,40	4,10	2,30	2,44	6,36	3,95	1,50
CaO	3,07	0,35	1,03	6,65	1,94	9,50	3,50	3,11	7,90	5,92	3,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,63	0,85	1,59	6,50	35,00	9,00	4,50	6,45	3,25	2,54	1,25
FeO									4,85	2,72	1,02
MnO	0,02	0,01	0,01	0,03	0,34		0,10		0,11	0,09	0,06
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,25	0,21	0,96	0,11	0,90	0,60	0,65	1,05	0,76	0,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,10	0,10	0,47	0,11		0,10	0,17	0,54	0,28	0,09
Na <sub>2</sub> O	3,06	2,20	1,31	3,05	1,05	3,43	3,80	1,30	2,38	4,40	4,97
K <sub>2</sub> O	3,68	6,24	7,72	3,57	0,11	0,60	3,30	3,24	2,57	2,04	1,92
H <sub>2</sub> O	1,05	0,83	3,20	1,25				5,00	1,09	1,08	0,26
Sr	340	137	114	599	10,4	425	290	450	700	385	460
Ba	920	786	379	1251	6,9	175	730	580	1000	270	520
V	67	12	22	141	65	230	95	130	200	175	68
Ni	43	12	11	152	14300	35	44	95	20	18	5
Co	11	5	6	35	680	33	12	20			
Cr	68	33	32	245	3620	65	70	100	30	56	13
Zn	55	22	44	79	55		57	80			
Cu	10	6	15	25	93	78	24	57			
Sc	8,4	3,5	3,56	17,95	8	40	14	10			
Y	22,5	16,5	25	25,0	2,1		34	30			
Zr	169	99	131	238	8,3	30	160	200	40	110	100
La	33,6	29,0	22,0	47,4	0,31	14	44	40	14	11,9	14
Ce	57,5	48,1	41,7	87,8	0,84	25	75	50	28	24	19
Eu	1,00	1,00	1,00	1,00	0,075		1				
Yb	1,93	1,3	2,2	1,95	0,17		3		2,1	1,9	1,4
Lu	0,25	0,1	0,25	0,2	0,031		0,7				
Nb	13,28	16,0	18,55	15,45	0,3	4	20	20			

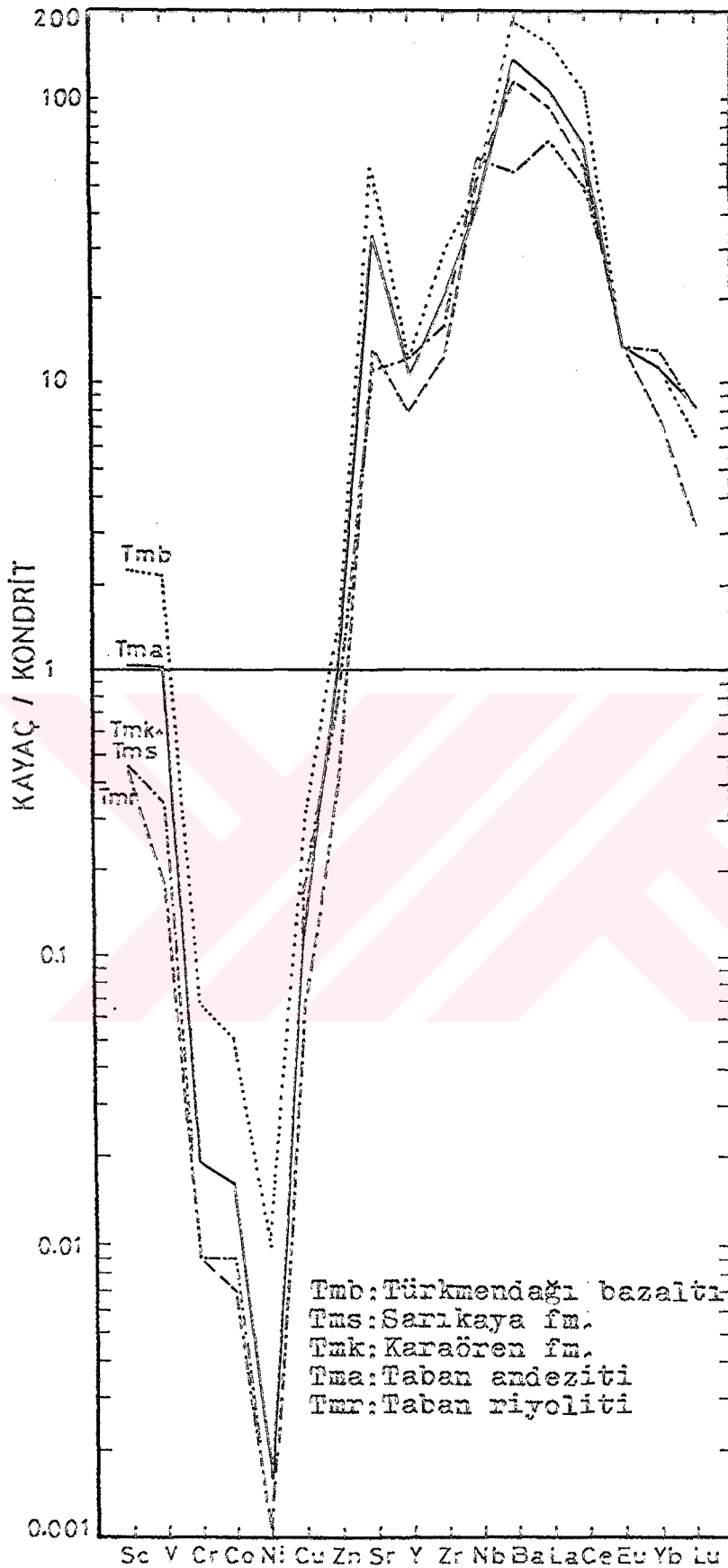
1 Taban andeziti, 2 Taban riyliti, 3 Karadrensarıkaya formasyonu tüfleri, 4 Türkmenadağı bazaltı, 5 Kondrit  
6 Alt Kitasal Kabuk, 7 Üst Kitasal Kabuk, 8 Şeyl, 9 Şösonit, 10 Adayı, 11 Adayı, 12 Adayı

yani sıra önemli ölçüde kabuksal magma ve/veya kayalar-  
dan etkilendiklerini göstermektedir. İnceleme alanında-  
ki tüm volkanik ve piroklastik kayaların bazı iz ve na-  
dir toprak element içerikleri kondritik değerlere karşı  
normalize edilmiş diyagramda verildiğinde (Şekil 4.23),  
bu durum daha belirgin olarak izlenebilmektedir. Şöyle  
ki, sıg tüketilmiş mantodan türemiş bazaltlarda bütün  
nadir toprak elementler yaklaşık 10xkondritik, buna kar-  
şın derin manto kökenli alkali olivin bazaltlarda ve ka-  
buk kökenli kalkalkali andezit ve dasitlerde özellikle  
La ve Ce'un miktarı artmaktadır (andezitler 50xkondritik,  
alkali olivin bazaltlar 200xkondritik ; Frey et al.,  
1968; Kay et al., 1970). Türkmendağı bazaltının REE i-  
çerikleri, sıg manto bazaltlarından büyük, derin man-  
to kökenli olanlardan ise küçüktür. Tüm bu veriler de-  
ğerlendirildiğinde, Türkmendağı bazaltının hibritik, İd-  
risyayla volkanitleri ile piroklastik kayaların kabuk-  
sal kökenli bir magmadan türedikleri belirtilebilir.

#### 4.6.3. Volkanizma-borat ilişkisi

Borun jeokimyasal çevrimine bakıldığında, kil mineralle-  
rinin özellikle illit ve simektitlerin, diğer silikat  
minerallerine oranla daha çok bor içerdikleri görülebi-  
lir (Goldschmidt and Peters, 1932; Keith and Degens,  
1959; Harder, 1959; Reynolds, 1965; Shaw and Bugry, 1966;  
Ohrdorf, 1968; Ataman, 1966, 1967; Gündoğdu, 1982; Sey-  
frâed et al., 1984). Yerkabuğunda en sık rastlanan ka-  
yaçların ppm olarak ortalama B içerikleri (granit 15,  
bazalt 5, şeyl 100 ; Krauskopf, 1981; liparit 31, kiltâ-  
şı 300 ; Goldschmidt, 1954) bu görüşe sayısal bir açık-  
lık getirmektedir.

Kırka borat yataklarının oluşumu ile yakından ilişkili  
olan Karaören ve Sarıkaya formasyonu tüflerinin ortala-  
ma ana ve iz element içerikleri genelde üst kıtasal ka-  
buk ile şöyle benzerdir. Bu noktadan hareket ederek  
piroklastik kayaları oluşturan kalkalkali volkanizmanın



Şekil 4.23 : Kirka yöresi volkanik ve piroklastik kayaların kondritlere göre normalize edilmiş iz ve nadir toprak element içerikleri.

kaynak kayacının üst kıtasal kabuktaki diğer kayalarla birlikte killi kayalar olduğu belirtilebilir. Karaören formasyonu tüflerinin bor içeriği (114 ppm) bu görüşü güçlendirmektedir.

Diğer taraftan, lityumun jeokimyasal çevrimi de bor elementine benzemektedir. Keith and Degens (1959) Pensilvaniyen yaşlı denizel ve denizel olmayan şeyllerin sırasıyla 159 ve 92 ppm, Holland et al. (1976) denizel pelajik killerin 50 ppm, magmatik kayaların 30 ppm Li içerdiklerini belirtmektedir. İnceleme alanında tüflerden itibaren gelişen simektitlerin Li bakımından zengin olması, borat oluşumunu sağlayan hidrotermal getirilmelerin lityumca da zengin olduklarını ve boru veren volkanizmanın kaynak malzemesine killi kayalarında katkıda bulunduğu sonucuna varılmıştır.

H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü ile C.N.R.S. tarafından yürütülmekte olan ve yazarın da katıldığı proje kapsamında, Batı Anadolu'daki diğer basenlerde (Bigadiç ve Emet) de aynı sonuçlara ulaşılmış, boratların sedimenter kökenli, sığ yerleşimli bir magmadan kaynaklanarak doğrudan göl sularına karışan borca zengin çözeltilerden itibaren oluştuğu görüşü ağırlık kazanmıştır (M.N.Gündoğdu, 1988, sözlü görüşme).

## 5. NEOFORMASYON MİNERALLERİNİN OLUŞUMU İLE DİKEY, YANAL VE ALANSAL DAĞILIMLARI

Bu bölümde, arazi gözlemleri ile mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemelerden elde edilen sonuçlar bir bütün halinde değerlendirilerek, sedimanter birimlerde belirlenen neoformasyon minerallerinin oluşumu ve dağılımları tartışılmıştır.

### 5.1. Zeolitler

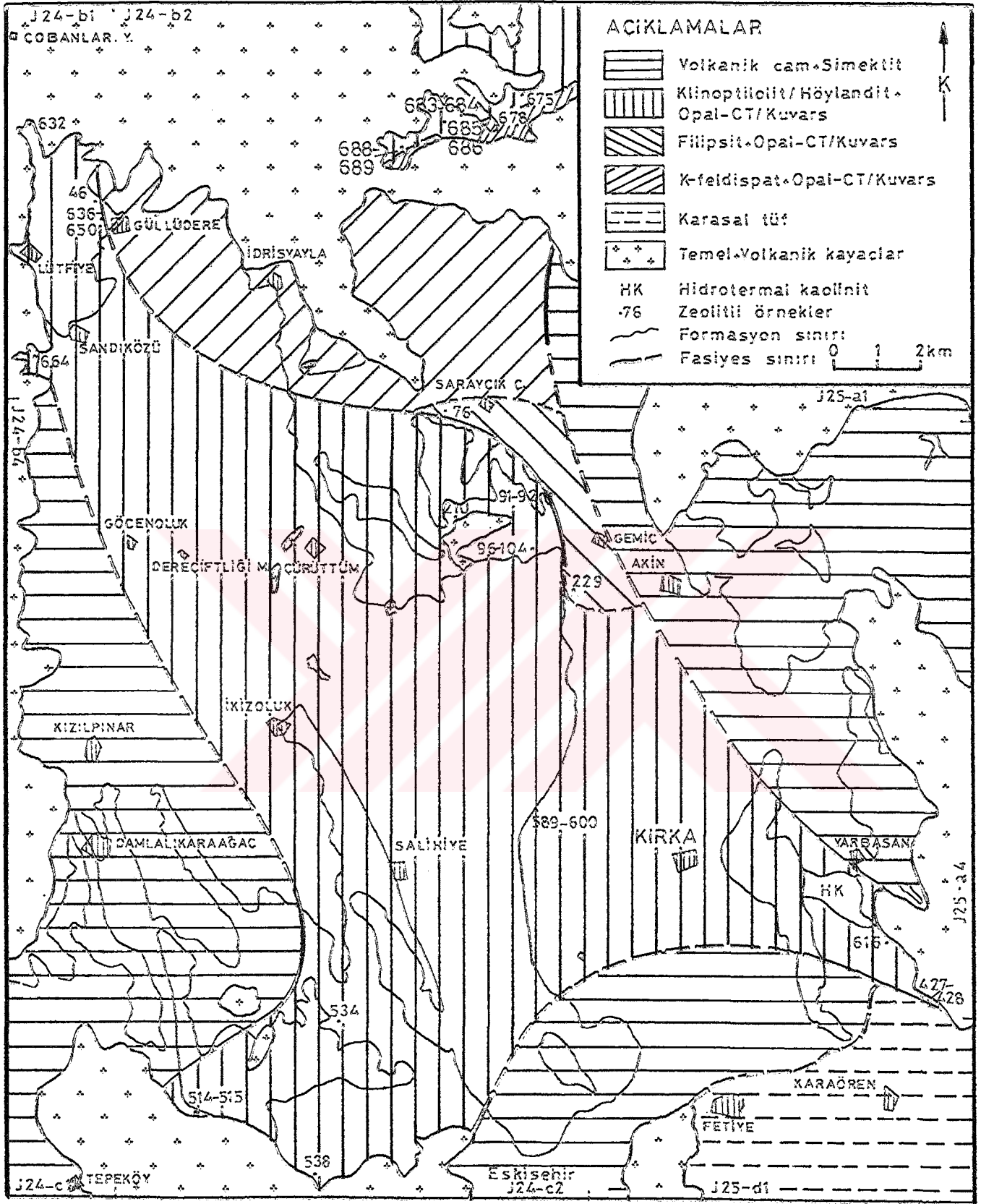
Bu çalışmada da gözlemlendiği gibi, zeolitleşmenin volkanik camdan itibaren gelişimi, evrimi ve diğer otijenik silikat mineralleri ile olan beraberliği, özellikle kapalı alkalın-tuzlu gölşel ortamlarda oluşmuş jeolojik serilerde yapılan incelemeler (Hay, 1964, 1966; Sheppard and Gude, 1968, 1969, 1973; Ataman and Beseme, 1972; Surdam and Parker, 1972; Surdam and Eugster, 1976; Ataman, 1977; Surdam, 1977; Surdam and Sheppard, 1978; Boles and Surdam, 1979; Gündoğdu, 1982; Semelin et Yalçın, 1984; Semelin, 1985; Yalçın ve Gündoğdu, 1988) ve deneysel laboratuvar çalışmaları (Mariner and Surdam, 1970; Wirsching, 1976; Höller and Wirsching, 1978; Hawkins et al., 1978; Hawkins, 1981; Barrer, 1981; Donahoe et al., 1984; Donahoe and Liou, 1985; Kirov et al., 1984) ile ortaya konulmuştur.

Yine araştırmacılarca ifade edildiği gibi, zeolitleşme olayının ilk aşamasını volkanik camın su ortamında çözünmesi (hidroliz) oluşturmakta, bu çözünmenin hızı ise başta pH ve tane boyuna bağlıdır. Bir jel ara fazından geçerek (Mariner and Surdam, 1970; Donahoe and Liou, 1985) veya doğrudan oluşan zeolit minerallerinin cinsini denetleyen parametreler, çözeltilerin Si/Al oranı, katyon içeriği (K, Ca, Na ve Mg) ve/veya oranları ile H<sub>2</sub>O'un aktivitesidir. (Surdam and Sheppard, 1978). Bu parametreler ise tuzluluk ve/veya alkalinite, ilksel volkanik malzemenin bileşimine ve çözünme hızına, taze su getirilmelerine bağlı olarak değişmektedir. Jeolojik yaşlanmanın

da oluşacak zeolit minerali üzerinde önemli etkisinin olduğu belirtilmektedir (Hay, 1966; Ataman, 1977). Ayrıca, ortamın tuzluluğunun artması,  $H_2O$ 'un aktivitesini düşüreceğinden daha az su molekülü içeren zeolitlerin oluşumuna yol açacaktır (Ataman, 1977). pH ise gözenek suyunun kimyasını özellikle Si/Al oranının değişimini (Mariner and Surdam, 1970; Surdam and Sheppard, 1978; Barrer, 1981) dolayısıyla zeolit mineralinin türünü kontrol etmektedir. Katyon oranlarının da oluşacak zeolit minerali üzerinde etkisi olduğu, örneğin Ca/(Na+K) oranının düşük değerlerinde filipsitin, bu oranın yüksek olması durumunda klinoptilolit (Sheppard and Gude, 1973); alkali/toprak alkali oranındaki düşmenin höylanditin, yükselmesinin ise klinoptilolit oluşumuna (Boles and Surdam, 1979) yol açacağı belirtilmektedir.

Yukarıdaki görüşlerin ışığı altında Karaören formasyonu gölsel tüflerinde belirlenen neoformasyon minerallerinin oluşumu ve dağılımları aşağıdaki şekilde açıklanmıştır:

Basenin kenar fasiyeslerinden merkezi kesime doğru, kaba güney-kuzey yönünde taze volkanit cam+simektit, klinoptilolit/höylandit, filipsit ve K-feldispat biçiminde yanal mineralojik zonlanma gelişmiştir. Bölgenin en kuzey ucunda klinoptilolit/höylandit ile K-feldispat fasiyeslerinin gözlenmesi, bu kesimin bir başka havzaya açıldığına kanıtı olarak değerlendirilmiştir. Belirlenen minerallerin alansal dağılımları Şekil 5.1'de gösterilmiştir. Bu zonlanma, kenar kesimlerinden derin fasiyeslere doğru pH ve tuzluluk ve/veya alkalinitenin artması ve buna bağlı olarak Si/Al oranının azalmasından ileri gelmektedir. Diyajenetik fasiyeslerin konsantrik olmayan bu dağılımı, basendeki ana beslenme yönünün her dönemde güneyden, buna karşın doğu ve batıdaki beslenmelerin ise tâli öneme sahip olduğuna işaret etmektedir. Fasiyes sınırlarının Temel+Taban kayalarının dokunaklarını keser durumda olması ve sedimentolojik gözlemler, bu görüşü desteklemektedir.



Şekil 5.1 : Karaören formasyonu gölsel tüflerinde gelişen neoformasyon minerallerinin alansal dağılımı.



Basenin doğu, batı ve güneyindeki kenar fasiyeslerinde paleogölün taze su ile beslenmesi sonucu yaklaşık nötral koşullarda ( $\text{pH} = 7-8$ ) ve fazla tuzlu olmayan ortamda silisce zengin volkanik malzemenin kısmi çözünmesiyle simektit ve opal-A oluşmuştur. Gölün merkezine doğru tuzluluk ve/veya alkalinite ve  $\text{pH}$ 'ın artması ( $\text{pH} = 7-9$ ), silisin çözünürlüğünü artırarak klinoptilolit ( $\text{Si}/\text{Al} = 4-5$ ,  $\text{Ca}/\text{K}$  oranı düşük) ve höyländitin ( $\text{Si}/\text{Al} \approx 4$ ,  $\text{Ca}/\text{K}$  oranı büyük) oluşumuna neden olmuştur. Havzanın merkezi kesimlerinde ise  $\text{pH}$ 'ın 9-11 mertebesine ulaşması,  $\text{Si}/\text{Al}$  oranını 2-3 civarına düşürmüştür. Silisce daha fakir, fakat tuzluluğun daha önemli olduğu bu koşullarda,  $(\text{Na}+\text{Ca})/\text{K}$  oranının yüksek değerlerinde filipsit, düşük miktarlarında K-feldispat oluşmuştur. Gerek zeolit, gerekse K-feldispat oluşumundan artan silis ise opal-OT veya kuvarsın neoformasyonunda kullanılmıştır. Ayrıca, bütün diyajenetik fasiyeslerde kalsitin bolluğu, çözeltilerin  $\text{Ca}^{+2}$  ve  $\text{CO}_3^{-2}$  içeriğinin, başka bir deyişle havzadaki alkalinitenin (alkalinite =  $\text{HCO}_3^-$  toplam +  $2\text{CO}_3^{-2}$  +  $\text{OH}^- - \text{H}^+$ ; Stumm and Morgan, 1970; Surdam, 1977'den) yüksekliğini vurgulamaktadır.

Öte yandan, Mineraloji-Petrografi bölümünde, klinoptilolit ile simektit arasında negatif bir ilişkinin varlığından söz edilmişti. Bu ilişkiye değişik araştırmacılar (Sheppard and Gude, 1968, 1969, 1973; Papke, 1972; Surdam and Parker, 1972; Boles and Surdam, 1979; Gündoğdu, 1982; Yalçın, 1984; Yalçın ve Gündoğdu, 1985) işaret etmektedir. Bu araştırmacıardan Sheppard and Gude (1968, 1969, 1973), gözenek suyunun düşük  $(\text{Na}+\text{K})/\text{H}$  aktivite oranlarında çözeltiliden önce simektitin, yüksek oranlarında ise simektite ilaveten zeolitin de oluşacağını ileri sürmektedir. Gündoğdu (1982) Bigadiç baseninde, zeolitleşme göstermeyen örneklerdeki trioktaedrik simektitlerin varlığına dayanarak simektit neoformasyonunun  $\text{Mg}$ ; Yalçın (1984) ile Yalçın ve Gündoğdu (1985) ise Emet basenindeki gözlemlerinde dioktaedrik simektitlerin bulunuşunu

dikkate alarak, bu neoformasyonun Mg ile pH tarafından denetlendiğini vurgulamışlardır. Kırka baseninde Karaören formasyonu tüflerinde dioktaedrik simektitlerin egemen olması, yukarıdaki araştırmacıların görüşlerinin doğruluğunu pekiştirmektedir. Klinoptilolit ile simektit arasındaki negatif ilişkiye karşın, simektit ile filipsit veya K-feldispat yaygın biçimde birlikte oluşabilmektedir. Bu beraberlik Si/Al oranının düşük değerlerinde gerçekleşmekte, diğer bir ifadeyle simektitin, bu minerallerin Si/Al oranlarını denetledikleri düşünülmektedir.

## 5.2. Simektitler

Karaören formasyonunda yaygın biçimde dioktaedrik (montmorillonit ve baydelit) ve yer yer de trioktaedrik simektitler bulunmaktadır. Genellikle beslenmenin yoğun olduğu havzanın kenar kesimlerinde montmorillonit, merkezi kesimlerinde daha ziyade magnezyumca nispeten zengin baydelit gözlenmektedir. Diğer bir deyişle, kenarlardan derinlere doğru yanay yönde Al/Mg oranı azalmaktadır. Bu değerlendirme, Millot'un (1964) bulguları ile uyumludur. Belirlenen dağılımın, pH, tuzluluk ve katyon oranlarının değişiminden kaynaklandığı düşünülmektedir.

Dioktaedrik simektitlerin camsı volkanik malzemenin su ortamında bozunmasıyla (hidroliz) gelişen çözeltilerden itibaren yerinde neoformasyon (in-situ neoformation) mekanizmasıyla oluştuğu bilinmektedir (Millot, 1964; Grim, 1968; Tardy et al., 1970; Gündoğdu, 1982; Jones and Weir, 1983; Yalçın ve Gündoğdu, 1985; Yalçın vd., 1987). Tüflerin bağlayıcı malzemesindeki killeşme, OM ve SEM incelemeleri ile de ortaya konulmuş olup yukarıdaki oluşum biçimini doğrulamaktadır. Diğer taraftan, simektitlerin Al, Fe ve Ti gibi çözünürlükleri düşük ve kırıntılı kökene işaret eden elementlerce (Ataman, 1966; Trauth, 1977; Gündoğdu, 1982) zenginliği, bunların oluşumunda kırıntılı malzemenin hidrolizinden doğan katyonların da katkıda bulunmuş olabileceğini göstermektedir. Tüfler-

de gözlenen epiklastik bileşenler, bu olasılığı güçlendirmektedir.

Simektitlerin X-ışınları normal difraktogramlarında, (001) yansımalarının pik şiddetleri düşük, yarı yükseklikteki genişlikleri de oldukça büyüktür. Kriptokristalin simektitlerdeki bu kötü kristalinite veya yapısal düzensizlik (Jones, 1986), bu minerallerin volkanik camdan türediğine işaret eden (Hem and Lind, 1974) ek bir veri olarak değerlendirilmiştir. Simektitlerin kristal-lik derecelerinin düşüklüğü, Ataman'a (1976) göre, birimlerin genç olması ve diyajenezden etkilenmemeleri ile ilgilidir. Bununla birlikte, kristalinitesi düşük simektitler, nötre yakın pH koşullarında silise zengin amorf malzemeden itibaren gelişebilmektedir (Hardie et al., 1978; Gündoğdu, 1982; Yalçın, 1984). Basenin kenar fasieslerini temsil eden taze volkanik camkil zonundaki simektitlerin yanında önemli miktarda amorf silisin gözlenmesi, simektitlerin nötr pH koşullarında ve silise doygun amorf malzemeden türediğini göstermektedir.

Karaören formasyonunun dolomitli seviyelerinde gözlenen trioktaedrik simektitlerin türü bilinmemekle birlikte, kimyasal karbonat kayaçlarına bağımlılıkları, ayrıca SEM incelemeleri, bunların otijenik mineraller olduğunu ortaya koymuştur.

Sarıkaya formasyonunda belirlenen trioktaedrik simektitlerden stevensit, birçok araştırmacı tarafından da belirtildiği gibi, neoformasyon mekanizmasının ürünleri olup Mg ve  $H_4SiO_4$  bakımından zengin ve pH'ı 9 civarında olan bazik çözeltilerden itibaren çökelmişlerdir (Faust et al., 1959; Bradley and Fahey, 1962; Harder, 1972; Tardy et al., 1974; Ataman and Baysal, 1978; Gündoğdu, 1985; Yalçın ve Gündoğdu, 1985; Jones, 1986). Aktivite-aktivite diyagramlarında, düşük sıcaklık sulu magnezyum ve sodyum-magnezyum silikat mineralleri arasındaki kararlılık ilişkilerini inceleyen Jones (1986), bu mineralle-

rin kimyasal yolla çökmesinin termodinamik açıdan mümkün olduğunu ortaya koymuştur.

Sarıkaya formasyonundaki simektitlerin dikey ve yanıl yönde Li saponit-Li stevensit- hektorit-Li stevensit-Li saponit biçimindeki dağılımları, Si/Al ve Mg/Li oranları ile tuzluluğun değişiminden kaynaklanmaktadır. Simektitlerdeki bu tür zonlanmanın kimyasal parametrelerle kontrol edilmesi, stevensitin yanında hektorit ve saponitin de kimyasal çökme (chemical precipitation) ile oluştuklarını vurgulamaktadır. Birimde gözlenen tüf arakatkıları, bunların oluşumuna piroklastik malzemenin hidrolizinden gelen katyonların da katıldığını göstermektedir. Ancak volkanik camın Mg'ca fakirliği, bu elementin boratları da oluşturan hidrotermal getirimler ile olabileceğine işaret etmektedir. Bu durum, paleogölün ilksel bileşimindeki Mg'un, simektit ve bu mineral ile birlikte bulunan CaMg-karbonat ve Mg- ile CaMg-boratlara oluşumunu gerçekleştirecek kadar bol olmadığını düşündürmektedir. Gerçekte, göl suyu başlangıçta Mg bakımından zengin olsaydı, Karaören formasyonu tüflerine bağımlı simektitlerin de trioktaedrik bileşimde olması gerekirdi.

Ayrıca, dolomitin hektoritle boratlı zonda, özellikle stevensitle bu zonun alt ve üst kesimlerinde oluşturdıkları varvimsi, ardalanmalı kil-karbonat laminasyonları, bu tür oluşukların iklimsel değişimler yanında ortam kimyasındaki ritmik değişimler sonucu da ortaya çıkabileceklerini ileri süren araştırmacıların (Gündoğdu ve Gökçen, 1983; Yalçın, 1984) görüşlerine ek bir katkı oluşturmaktadır.

### 5.3. Karbonatlar

Mineralojik ve jeokimyasal incelemelerden elde edilen bulgular ile Sarıkaya formasyonundaki karbonat minerallerinin, düşük Mg kalsit-kalsit+dolomit- dolomit (ideal ve Ca dolomit)-kalsit+dolomit-düşük Mg kalsit biçiminde

dikey ve yanal yönde mineralojik bir zonlanmaya sahip oldukları ortaya konulmuştur.

Belirlenen karbonat minerallerinden kalsitler, travertene benzer dokusal özellikler (lifsi ve jel dokusu) göstermektedir. Aktüel göl sedimanlarında (Fischbeck and Müller, 1971; Broughton, 1972; Stoffers and Fischbeck, 1974; Taylor, 1975), eski jeolojik ortamlarda (Lippmann, 1973; Asserto and Folk, 1980) ve deneysel koşullarda (Stoffers and Fischbeck, 1974) yapılan çalışmalar, travertene benzeyen söz konusu dokusal özelliklere sahip kalsitlerin duraysız olduğunu ve nispeten sıcak, yabancı iyonların bol bulunduğu (özellikle Mg ve Sr) hipersalin-gölsel ortamlarda, erken diyajenetik evrede sulu kalsitlerin ( $\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) suyunu kaybetmeleriyle oluşabileceğini ortaya koymaktadır. Araştırmacıların öne sürdükleri ölçütlerin, Kırka baseninde belirlenenlere büyük benzerlik göstermesi, kalsitler için öngörülen oluşum mekanizmasının geçerliliğini artırmaktadır.

Diğer karbonat minerallerinden dolomitin oluşumu, çok sayıdaki yerbilimci tarafından gerek deneysel, gerekse jeolojik ortamlarda araştırılmış, bu mineralin Mg/Ca oranı çok yüksek aşırı doymun çözeltilerde bile doğrudan oluşmadığı belirlenmiştir. Dolomit oluşumu için Ca ve Mg atomlarının, mineralin kristal yapısında düzenli sıralanması gerekmektedir (Goldsmith, 1953). Bu elementlerin benzer özellikte olması, bunların birbirinden ayrılarak bütünüyle Mg ve Ca atomlarından oluşan ardalanmalı tabakalar ile arakatmanlı karbonat tabakalarının ideal dolomiti oluşturması her zaman mümkün olmaktadır. Ancak aşırı Mg konsantrasyonlarında ideal dolomite göre Ca'ca daha zengin ve düzensiz yapıllı olan protodolomitler (Graf and Goldsmith, 1956; Goldsmith and Graf, 1958b; Alderman and Von Der Borch, 1963; Fuchtabauer and Goldschmidt, 1965; Müller et al., 1972; Eugster and Surdam, 1973; Folk and Land, 1975; De Boer, 1977; Gaines, 1977; Müller and Wagner, 1978; Magaritz et al., 1980) kimyasal

olarak çökelebilmekte ve erken diyajenetik evrede dolomite dönüşebilmektedir.

Yaygın karbonat mineralleri üzerinde yapılan araştırmalar, bu minerallerin oluşumunu denetleyen parametrelerin sıcaklık, pH, çözeltinin bileşimi ve konsantrasyonu (Mg/Ca ve diğer yabancı iyonların oranı), kristalleşme oranı, belirli organik bileşiklerin bulunuşu ve miktarı olduğunu göstermiştir (Folk and Land, 1975). Araştırmacılara göre, bu parametreler içerisinde Mg/Ca oranı ile tuzluluk en önemlileri olup dolomit için düşük tuzluluk ve kristalleşme oranlarında Mg/Ca oranının 1, buna karşın tuzluluk ve kristalleşme hızının arttığı hipersalin ortamlarda bu oranın 5-10 arasında olması gerektiğini ifade etmektedir. Diğer araştırmacılarından Müller et al. (1972) protodolomitlerin Mg/Ca = 7-12, Eugster and Surdan (1973) ise 12'den büyük olan ortamlarda oluşabileceğini belirtmektedir.

Kimyasal çözümlenmeler, inceleme alanında ideal dolomit ve Ca-dolomit olmak üzere stokiyo-metrik açıdan farklı iki tür dolomitin varlığını ortaya koymuştur. SEM incelemeleri, bunlardan ideal dolomitlerin düzgün, özşekilli ve çokyüzeyli, Ca-dolomitlerin özşekilsiz yığılımlar biçiminde olduğunu göstermiştir. Sarıkaya formasyonunda boratlı zondan itibaren bu zonun alt ve üst kesimlerine doğru Mg/Ca oranının genellikle tedrici değişimi (azalımı), ideal dolomit ile Ca-dolomit arasında yapısal bir geçişin olduğuna ve Karaka baseni dolomitlerinin doğrudan veya erken diyajenetik evrede oluştuklarına işaret etmektedir. Belirlenen dikey dağılımı ise Mg/Ca oranı, tuzluluk ve evaporasyonun denetlediği düşünülmektedir. Ayrıca, dolomitlerin dokusal açıdan mikritik özellikte olması, kristalleşme oranlarının yüksek, diğer bir ifadeyle çökelmenin hızlı olarak geliştiğini vurgulamaktadır (Folk, 1974).

Diğer taraftan, inceleme alanındaki dolomitlerin, kalsitlerden daha çok Sr, buna karşın daha az Mn içermeleri,

bu mineralin birincil olduğu görüşünü pekiştirmektedir. Çünkü, bilindiği gibi kalsitlerden ikincil dolomitleşme süreci ile oluşan dolomitlerde Sr fakirleşirken, Mn zenginleşmektedir (Atwood and Fry, 1967; Renard, 1972; Pingitore, 1978). Yine aynı araştırmacılar, bu dönüşüm sırasında Sr'un dolomitin kristal hücresinden atıldığını, Mn'in miktarının artmasının ise dolomitleşmeyi sağlayan çözeltiler ile ilgili olduğunu, kalsitin yapısından gelmediğini belirtmektedirler.

Sarıkaya formasyonunda yaygın biçimde gözlenen stronsiyanın ise, dolomit oluşumundan sonra kayacın gözeneklerindeki çözeltilerin Sr/Ca oranının yüksek değerlere ulaşması sonucu (Helz and Holland, 1965), bir Sr-borax minerali olan tünelit ile beraber oluştuğu düşünülmektedir.

Karbonat minerallerinden aragonitin, aktüel göl sedimanlarında ve eski jeolojik ortamlarda sülfat mineralleri ile birlikte nispeten sıcak sulardan itibaren çökeldiği ve yüzeysel koşullarda zamana kalsite dönüştüğü bilinmektedir (Alderman and Von Der Borch, 1963; Kinsmann and Holland, 1969; Berner, 1971; Müller et al., 1972; Lippmann, 1973; Raiswell and Brimblecombe, 1977; Gündoğdu, 1982; Last and Schweyer, 1983). Bu araştırmacılarından Müller et al. (1972) aragonit oluşumunda Mg/Ca oranının 12'den büyük, Last and Schweyer (1983) ise 14 olması gerektiğini ileri sürmüşlerdir. Kitano (1979) ile Gündoğdu (1982) aragonitin oluşumunda  $SO_4^{2-}$  iyonlarının önemini ifade etmektedir. Kirka baseninde karbonatlarla birlikte sülfat minerallerinin gözlenmemesi, aragonitin yaygın biçimde niçin oluşmadığına yukarıda belirtilen araştırmacıların görüşleri doğrultusunda, açıklık getirmektedir.

Diğer karbonat minerallerinden manyezitin ( $MgCO_3$ ),  $Mg^{+2}$  ve  $CO_3^{2-}$  bakımından zengin çözeltilerden itibaren, neskonit ( $MgCO_3 \cdot 3H_2O$ ) veya hidromanyezit  $[3MgCO_3 \cdot Mg(OH)_2 \cdot 3H_2O]$  gibi sulu Mg-karbonat minerallerinin diyajenetik evrede

suyunu kaybetmeleri ile oluştukları, deneysel çalışmalar (Christ and Hostetler, 1970; Sayles and Fyfe, 1973) ile güncel ve eski jeolojik ortamlarda yapılan gözlemler (Graf et al., 1961; Alderman and Von Der Borch, 1961; Vincienne, 1961; Von Der Borch, 1965; Lippmann, 1973) sonucunda ortaya konulmuştur. Sarıkaya formasyonunda ender olarak gözlenen manyezitin, Mg'ca zengin killer (simektit) ve boratlar (kurnakovit) ile birlikte üst NaCa-borat zonunda bulunması, paleogölün Mg/Ca oranının en yüksek düzeye bu kesimin oluşumu sırasında ulaştığına işaret etmektedir. Ayrıca, bu zonda manyezitin, dolomitli kiltası/marnların gözeneklerinde beyaz renkli milimetrik kristaller halinde gözlenmesi, sırasıyla simektit, dolomit ve borat neoformasyonundan artan Mg'un en son olarakta bu minerali oluşturduğunu düşündürmektedir.

#### 5.4. Boratlar

Borat minerallerinin  $B_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $SrO$  derişikliğine, uygun pH ve evaporasyon koşullarına ulaşmış çözeltilerden itibaren kapalı tuzlu-alkalin göllerde çökerek ekonomik borat yataklarına oluşturduğu, volkanizma ile borat oluşumu arasında sıkı bir ilişkinin bulunduğu ve hidrotermal getirimlerin ürünleri oldukları, araştırmacılarca değişik biçimlerde ifade edilmesinin yanı sıra (Muessig, 1959; Christ et al., 1967; Özpeker, 1969; Baysal, 1972a; İnan et al., 1973; İnan, 1975, 1977; Helvacı ve Firman, 1977; Ataman and Baysal, 1978; Sunder, 1980; Gündoğdu, 1982; Yalçın ve Gündoğdu, 1988; Temel, 1987), boratların özellikle şeylce zengin sedimanter kökenli bir magma ile ilişkili olduğu görüşü, bu çalışmada belirtilmiştir. Doğal borat ve borosilikat minerallerindeki bor izotoplarının dağılımını inceleyen Malinkov et al. (1982), killi jipslerle birlikte bulunan hidroborasit mineralinde gerçekleştirdiği bor izotop ölçümleri ( $B^{11}/B^{10} = 4.20 \pm 0.09$ ) ile evaporit yataklarındaki

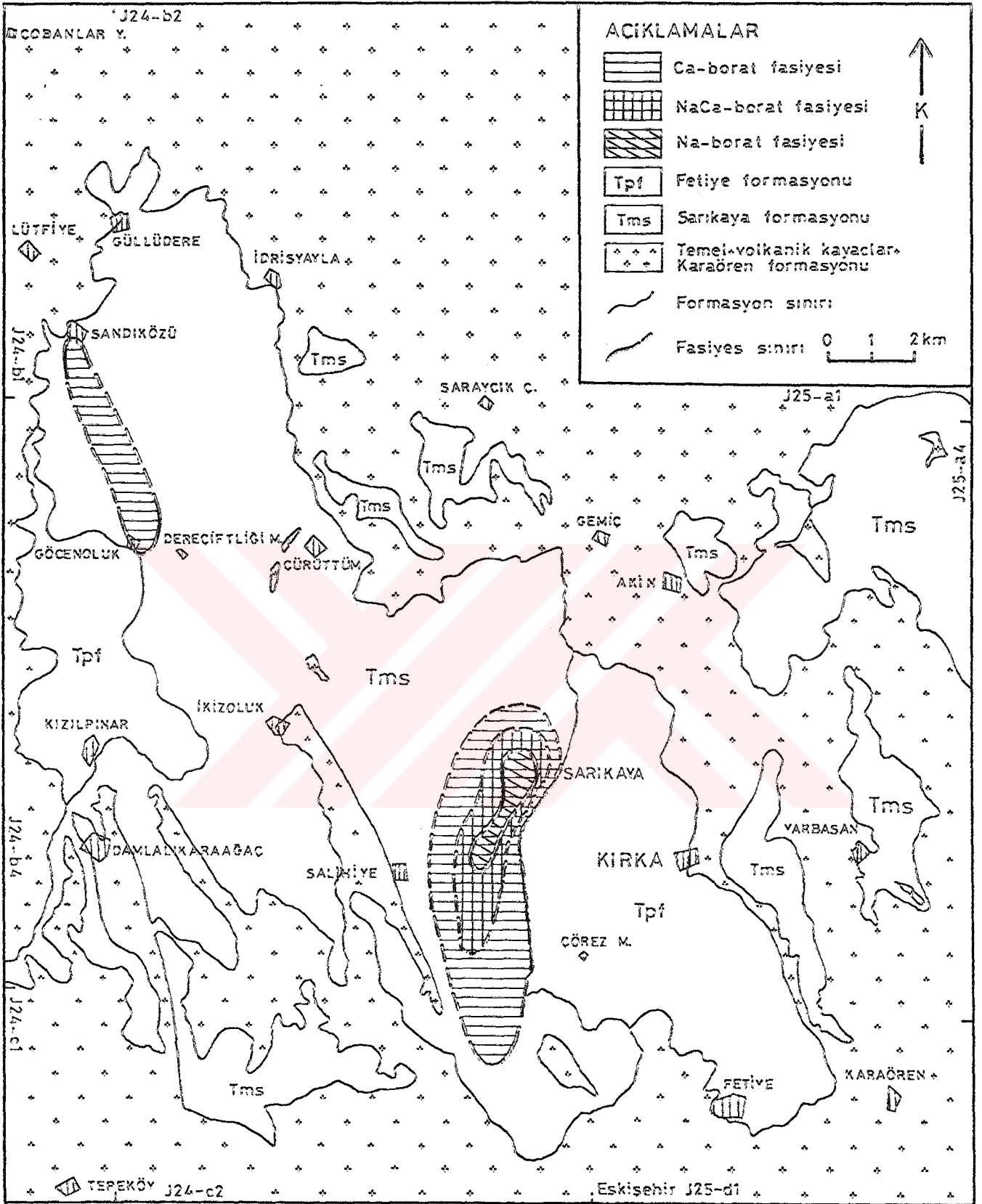


borun kabuksal kökenli olduğunu ortaya koymuştur. Araştırıcıya göre,  $B^{11}/B^{10}$  oranı, evaporitik bor elementinde  $4.12 \pm 0.05$ , manto kökenli bor da ise  $3.98 \pm 0.01$  mertebesinde dir.

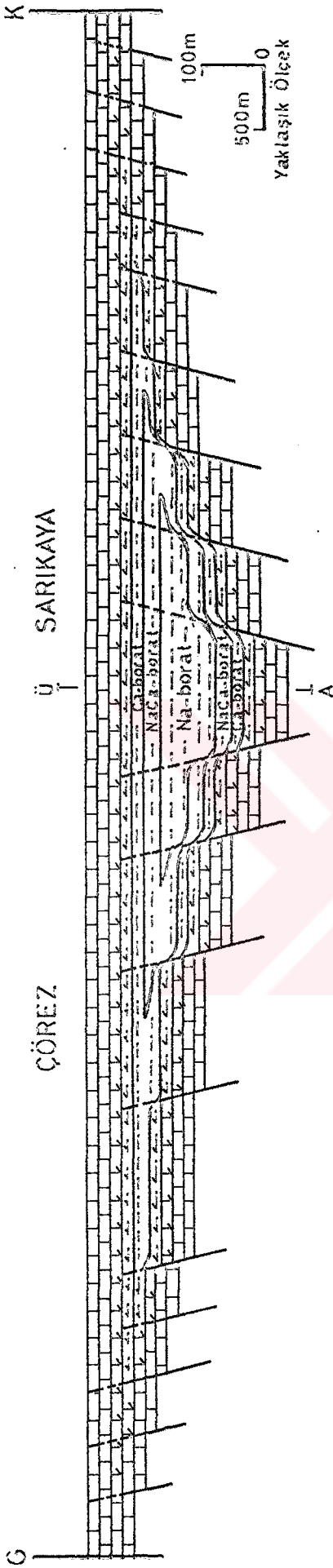
Kırka basenindeki borat oluşumları, daha önce Baysal (1972a) ile İnan et al. (1973) tarafından ayrıntılı olarak, Sunder (1980) tarafından da kısmen incelenmiştir. Ancak saha çalışmaları ile mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemelerden elde edilen yeni bulguların ve çeşitli araştırmacıların görüşleri ışığında, Sarıkaya formasyonu boratlarının oluşumunun yeniden tartışılması, konunun bütünlüğü açısından yararlı görülmüştür.

Arazi çalışmaları, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemeler ile Baysal (1972) ve İnan et al.'un (1973) belirlemeleri, borat minerallerinin dikey ve yanal yönde Ca-NaCa-Na-NaCa-Ca borat biçiminde dizilim (zonlanma) gösterdiklerini ortaya koymuştur. Bu zonlanmanın alansal dağılımı Şekil 5.2'de, dikey ve yanal dağılımı ise Şekil 5.3'de gösterilmiştir. Borat minerallerinin alansal dağılımları, bunların bölgenin iki kesiminde (Sarıkaya ve Göcenoluk) farklı dizilimlere sahip olarak yer aldıklarını göstermektedir (Bkz. Şekil 5.2). Borat yataklarının aynı havza içinde birbirinden oldukça uzak (yaklaşık 10 km) iki kesimde bulunması iki nedenden kaynaklanabilir : Birincisi, bu yataklar Temel kayaların oluşturduğu bir eşikle (paleotopografya) birbirinden ayrılmış olabilir. İkincisi ve en önemlisi ise düşey yönlü bloklanma hareketleriyle paleogölün derinleştirilerek bölgelere göre farklı fizikokimyasal koşulların dolayısıyla farklı borat dizilimlerinin yaratılmasıdır. Bunun sonucunda bölgenin kuzeybatısında Ca-borat, güneydoğusunda Ca, NaCa ve Na-borat fasiyesleri gelişmiştir.

Borat minerallerindeki bu dizilim, basenin kenarlarından merkezi kesime doğru tuzluluk ve/veya alkalinite ile pH'ın ve buna bağlı olarak Na/Ca oranının artmasından ileri



Sekil 5.2 : Sarıkaya formasyonunda borat fasiyeslerinin alansal dağılımı.



Ü	Karbonat		Simektit
	KALSİT	DÜŞÜK Mg-KALSİT	Li-SAPONİT
	KALSİT, DOLOMİT		
	DOLOMİT	İDEAL DOLOMİT	HEKTORİT
		Ca-DOLOMİT	Li-STEVENSİT
	KALSİT, DOLOMİT		
	KALSİT	DÜŞÜK Mg-KALSİT	Li-SAPONİT

Ana Borat Minerali		Tali Borat Minerali	TÜNELİT
Ca-BORAT FASİYESİ	KOLEMANİT	İNYOİT MEYERHOFFERİT	
NaCa-BORAT FASİYESİ	ÜLEKSİT	İNDERBORİT KURNAKOVİT İNDERİT	
Na-BORAT FASİYESİ	BORAKS	KERNİT	
NaCa-BORAT FASİYESİ	ÜLEKSİT	KURNAKOVİT	
Ca-BORAT FASİYESİ	KOLEMANİT	İNYOİT HIDROBORASİT	

Şekil 5.3 ; Sarıkaya formasyonunda karbonat, simektit ve borat minerallerinin yanıl ve dikey değişimlerini gösterir şematik kesit,

gelmektedir. Ayrıca, boratlardaki bu zonlanmaya simektit ve karbonat mineralleri eşlik etmektedir. Örneğin, borat zonunda, simektitler hektoritten Li-stevensite, karbonatlar da ideal dolomitten Ca-dolomite doğru geçiş göstermektedir (Bkz. Şekil 5.3).

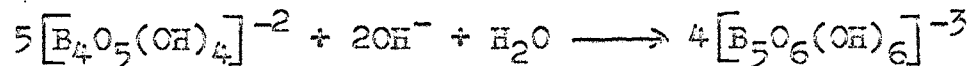
Borat minerallerini kökensel açıdan inceleyen araştırmacılar Yalçın ve Gündoğdu (1988) Emet basenindeki gözlemlerine dayanarak bu minerallerin kimyasal çökelme, otijenik ve diyajenetik transformasyon olmak üzere üç farklı mekanizma ile oluşabileceklerini belirtmektedirler. Yine aynı araştırmacılara göre, oluşacak borat minerallerinin türünü denetleyen parametreler, göl suyuna katılan hidrotermal ve detritik katyonların içeriği (Na, Ca, Mg, Sr v.b), konsantrasyonu ve katyon oranları (Ca/(Na+H), Ca/H, Ca/Mg, Sr/H gibi), gözenek suyunun kimyasal bileşimi, H<sub>2</sub>O'un aktivitesi ve sıcaklığıdır. Bu parametreler ise tuzluluk, borlu getirilmelerin miktarı ve bileşimine, evaporasyon ve basenin beslenme rejimine bağlı olarak değişmektedir. pH ise gölün ve/veya gözenek suyunun kimyasal bileşimini özellikle katyon oranlarını, dolayısıyla borat minerallerinin cinsini kontrol etmektedir.

Yukarıdaki temel görüş çerçevesinde inceleme alanında gözlenen borat minerallerinin oluşumu aşağıdaki biçimde değerlendirilmiştir :

Belirlenen mineralojik zonların ana ve tâlî minerallerinden boraks ( $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ), üleksit ( $\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ) ve inyoit ( $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$ ) kendi serilerinin en yüksek sulu borat mineralleri olması nedeniyle kimyasal olarak çökeldikleri çoğu araştırmacılarca kabul edilmektedir (Christ et al., 1967; Baysal, 1972a, 1973a, İnan et al., 1973; İnan, 1975). Kurnakova and Nikolaev (1948) 25 °C'de  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$  sisteminde yapmış oldukları deneysel çalışmalarda, kararlı katı faz olarak boraks, üleksit ve inyoitin oluştuğunu gözlemişlerdir.  $\text{Na}_2\text{O}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$

sisteminde 26 °C'de çalışan araştırmacılarından Valyashko und Wlassowa (1969),  $B_2O_3/Na_2O$  oranının 1,5-2,3, pH'nın 8,5-11 arasındaki değerlerinde çözeltideki polianyon tipi değişmesine rağmen sadece boraksı elde etmişler, bu mineralin polianyonuna  $B_2O_3/Na_2O$  oranının 2, pH'nın 9 olduğu koşullarda ulaşmışlardır. Nikolaev and Chelishcheva (1940), 25 °C'de  $CaO-B_2O_3-H_2O$  ve  $MgO-B_2O_3-H_2O$  sistemlerinde inyoit ve inderitin oluştuğunu belirlemişlerdir. Deneysel çalışmalardan görüldüğü gibi, çözelti ile denge durumunu koruyan borat mineralleri, serilerinin en yüksek su molekülleri içeren üyeleridir. Ayrıca, bu minerallerde OM incelemeleri ile gözlenen pirojenik ve oti-jenik mineral kapanımları, bunların birincil olarak oluştuğuna işaret eden diğer bir veridir. Ancak, bulunuş şekilleri birbirinden farklı borat minerallerinin oluşum mekanizmaları da farklıdır. Örneğin, tabakalı boraks ve üleksitin göl suyunda doğrudan kimyasal çökeltme; kil-taşı/marnlar içerisinde yumrular ve özşekilli kristal veya kristal toplulukları biçimindeki boraks, üleksit, inyoit, kolemanit, kurnakovit, inderit ve tünelitin oti-jenik; tabakalı boraksları keser durumki camsı boraksların ise post-diyajenetik süreçler ile oluştukları düşünülmektedir.

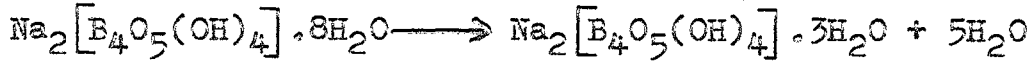
Na-borat zonunda el örneği düzeyinde, kil/marn ile dokunak yaptığı kesimlerde yer yer gözlenen boraks-üleksit geçişlerinin de ikincil olmayıp diyajenetik süreçler sonucunda ortaya çıkmış olmaları gerekmektedir. Şöyle ki, boraksın  $[B_4O_5(OH)_4]^{-2}$  (Morimoto, 1956), üleksitin ise  $[B_5O_6(OH)_6]^{-3}$  (Clark and Appleman, 1964) polianyonlarına sahip olması, bu minerallerin katı-katı fazda, aşağıda verilen reaksiyon sonucu (Christ et al., 1967) oluşmaları mümkün görülmemektedir.



Bu tür geçişler, boraksın killerin gözeneklerindeki Na/Ca oranı ve nispeten pH'ı düşük çözeltilerle denge durumunu koruyamayıp, çözünmesi ve bu çözeltilerden itibaren

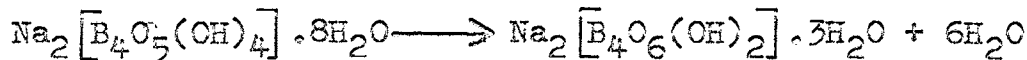
de üleksitin oluşumu ile ilgilidir.

Diğer Na-borat minerallerinden tinkalkonit, yatakta birincil olarak gözlenen bir mineral değildir. Açık ocaktan çıkarılan boraks, atmosferik koşullarda aşağıdaki reaksiyon gereği dehidratasyona uğrayarak hızlı bir biçimde (örneğin bir-iki hafta) tinkalkonite dönüşmektedir.



Tinkalkonitin polianyonunun  $\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4^{-2}$  (Christ and Garrels, 1959), boraksınki ile aynı olması nedeniyle bu dönüşüm yapısal bir değişikliği gerektirmemektedir.

Bir Na-borat minerali olan kernit, serisinin en düşük sulu üyesi olup,  $\left[ \text{B}_4\text{O}_6(\text{OH})_2 \right]^{-2}$  tipi polianyona (Christ and Garrels, 1959) sahiptir. Baysal ve Ataman (1975) gözlemlerine dayanarak kernitin oluşumunun kırık sistemleri ile ilgili nispeten sıcak post-sedimanter çözeltilere bağlamaktadır. Sunder (1980) ise yatakta gözlediğini ifade ettiği sülfat minerallerinin (jips, anhidrit, globerit) varlığına ve Bowser'in (1964) bulgularını esas alarak, kernitin NaCl'ce zengin bir ortamda başlangıç çözeltisinden itibaren oluştuğu görüşünü benimsemiştir. Bilindiği gibi Bowser (1964), yaptığı deneysel çalışmalar ile  $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$ -NaCl-H<sub>2</sub>O sisteminde boraks+halitin, 36.8 °C'de kernit+halite, 39.6 °C'de tinkalkonit+halite dönüştüğünü saptamıştır. Ancak, Bowser'in (1964) belirttiği parajenezlerin kırka borat yatağında gözlenmemesi, Sunder'in (1980) görüşlerinin geçerliliğini zayıflatmaktadır. Kernitin, kurnakovit (Mg-borat) ve tünelitin (Sr-borat) bol olarak bulunduğu alt NaCa-borat zonuna yakın kesimlerde gözlenmesi, bu mineralin oluşumunda Mg ve Sr'un etkilerinin de araştırılmaya değer olduğunu düşündürmektedir. Ayrıca, boraks ve kernitin farklı polianyonlara sahip olması, aşağıda verilen reaksiyon gereği ikincil bir dönüşümü olanaksız kılmaktadır.



Dolayısıyla bu iki mineralin oluşumunda suyun aktivite-

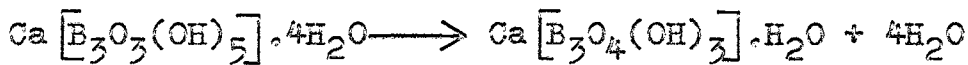
sinin önemli olduğu düşünülmektedir.

Ca-borat zonunun en bol minerali olan kolemanitin ( $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ) oluşumu da diğer borat mineralleri gibi tartışmalıdır. Türkiye'deki ve dünyanın diğer ülkelerindeki borat yatakları incelendiğinde (Schaller, 1930; Gale, 1946; Muessig, 1959; Smith, 1960; Aristarian and Hurlbut, 1972; Baysal, 1972a; İnan et al., 1973; Helvacı ve Fırman, 1977; Gündoğdu, 1982; Yalçın, 1984; Yalçın ve Gündoğdu, 1988; Temel, 1987), bu yataklarda inyoit veya meyerhofferit ( $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ) yerine kolemanitin egemen olduğu görülür. Bu durumu, İnan (1975) ile Özpeker ve İnan (1978) kolemanitin duraylılık alanının inyoitinkinden çok daha geniş olmasına bağlamakta ve yataklar gömüldükten sonra inyoitin suyunu kaybederek kolemanite dönüştüğünü ileri sürmektedir. Kırka'daki kolemanitlerde Baysal (1973a), İnan et al. (1973) ve Sunder'e (1980) göre ikincil olup genellikle üleksitten, bir kısmı da inyoitten türemiştir.

Boratların kökenini açıklamak için Nikolaev and Chelischeva (1940), Kurnakova and Nikolaev (1948) tarafından yapılan ve içeriği yukarıdaki paragraflarda belirtilen deneysel çalışmaların dışında, İnan et al. (1973) ile Ataman ve Baysal (1973) tarafından yapılan deneysel araştırmalar da bulunmaktadır. Bu araştırmacılarından İnan et al. (1973), değişik basınç ve sıcaklıklarda  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$  sisteminde, 1 atm basınç ve  $38^\circ\text{C}$ 'ın üzerinde inyoitin meyerhofferite, aynı sıcaklık ve 500 atm basınçta ise kolemanite dönüştüğünü belirleyerek, çalışılan basınçta, borat yatağının oluşumundaki beklenen basınçtan fazla olduğunu, jeolojik ortamlara uygulanamayacağını ifade etmişlerdir. Ataman ve Baysal (1973) ise değişik sıcaklıklarda yaptıkları çalışmalar sonucunda, inyoit  $\longrightarrow$  meyerhofferit, inyoit  $\longrightarrow$  kolemanit, meyerhofferit  $\longrightarrow$  kolemanit dönüşümlerinin gerçekleşmediğini gözlemişlerdir. Diğer araştırmacılarından İnan (1977), inyoit  $\longrightarrow$  kolemanit+su reaksiyonunun basınç-sıcaklık (PT) diyagra-

mandan giderek, inyoitin yüzeysel koşullarda, 34 °C'nin (±3) üstündeki sıcaklıklarda kolemanite geçebileceğini belirtmekte, bu mineralin oluşumu için gömülmenin önemli olmadığını, asıl etkenin sıcaklık olduğunu ifade etmektedir.

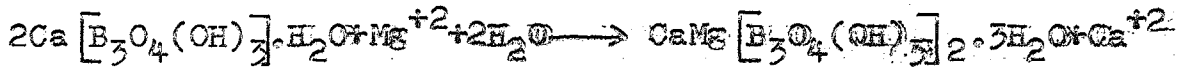
Diğer taraftan, inyoit ve meyerhofferitin aynı  $[B_2O_3(OH)_5]^{-2}$  (Clark, 1959; Christ and Clark, 1960), kolemanitin ise  $[B_3O_4(OH)_3]^{-2}$  (Christ et al., 1958) farklı bir polianyon- dan oluşması, inyoit  $\longrightarrow$  meyerhofferit geçişinin sıcaklığa bağlı bir dehidratasyon sonucunda gerçekleşebilme olasılığını artırmaktadır. Buna karşın, inyoit veya meyerhofferitten itibaren kolemanitin oluşabilmesi için,



reaksiyonlarının gerçekleşerek bu mineraldeki polianyonların parçalanıp yeniden düzenlenerek kolemanitin polianyonuna dönüşmesi gerekmektedir. Borat yataklarında bu değişimi sağlayacak sıcaklık ve basınç (gömülme) koşullarına ulaşılmadığı bilindiğine göre, Ca-borat serisinin yüksek sulu üyelerinden itibaren kolemanitin katı fazdaki bir dönüşüm sonucu oluşması mümkün görülmemektedir. Yalçın ve Gündoğdu (1988) tarafından da belirtildiği gibi, bu dönüşümü sağlayan ana parametre suyun aktivitesi olup kolemanitin yüzeysel koşullarda, yani sediman-su yüzeyi sınırında özellikle buharlaşmaya bağlı olarak daha az sulu bir ortamda kararlı durumunu koruyamayan inyoitin çözünmesi sonucu oluşan çözeltilerden itibaren veya yine yüzeysel koşullarda aşırı doymuş çözeltilerden kimyasal yolla çökmesi olası görülmektedir. Kolemanitlerde gözlenen değişik mineral kapanımları ve bu mineralin özellikle yumrular biçiminde büyümesi, ayrıca başka borat minerallerinden türediğini gösteren psödomorflara rastlanılmaması, Ca-borat minerallerinin killi seviyelerle birbirinden ayrılmış olarak gözlenmesi, bu mineralin birincil olduğu görüşünü geçerli kılmaktadır.



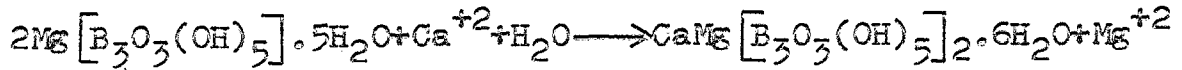
Ca-borat zonunda kolemanit ile birlikte bulunan hidroborasitin ( $\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) yapısını, Rumanov and Ashirov'a (1964b) göre  $[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_3]^{-2}$  polianyonu oluşturmaktadır. Bu mineralin kolemanitten diyajenetik transformasyon ile oluşması, benzer polianyonlara sahip olmaları nedeniyle olasıdır. Aşağıdaki reaksiyondan da kolayca görüleceği gibi, bu dönüşüm için  $\text{Mg}^{+2}$  iyonunun  $\text{Ca}^{+2}$ 'un yerine geçmesi ve 2 molekül su eklenmesi yeterli olmaktadır.



Kırka borat yatağında Mg'un zenginliği gözönüne alınırsa bu oluşum mekanizmasının geçerli olacağı düşünülebilir. Ancak, yanıl devamıllığı olan ve killerle kolemanitlerden ayrılmış tabakalı hidroborasitlerin oluşumu, bu mekanizma dışında tutulmalıdır. Bu tür hidroborasitler ise gölün Mg/Ca oranının yüksek olduğu dönemlerin birincil ürünleridir.

Kırka borat yataklarında gözlenen Mg-boratlardan kurnakovit ve inderit aynı kimyasal bileşime ( $\text{Mg}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$ ) ve polianyona  $[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_3]^{-2}$  (Da-Nean, 1965; Rumanov and Ashirov, 1964a) sahiptir. Ancak kurnakovit triklin, inderit monoklin sistemde kristalleşir. Mg-boratlar ile aynı zonda bulunan inderboritin ( $\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 11\text{H}_2\text{O}$ ) yapısında kurnakovit ve inderitte olduğu gibi aynı polianyon (Christ, 1960) gözlenmektedir. Bu minerallerden kurnakovit ve inderitin genellikle killer içinde özşekilli kristaller halinde gözlenmesi ve serilerinin en yüksek sulu üyeleri olmaları nedeniyle birincil minerallerdir. İnderitin yer yer de kurnakovit mineralleri üzerindeki büyümeleri, diyajenetik süreçler sırasındaki fiziko-kimyasal değişimler sonucu, inderitin kurnakovitten türediği düşünülebilir. İnderborit ise Baysal'ın (1973b) gözlemlerine göre, kurnakovitten oluşmuş psödomorflerdir. Ancak, bu mineralin oluşumu, mekanizma açısından kolemanit  $\longrightarrow$  hidroborasit dönüşümüne benzemekte, bu dönüşümde ise  $\text{Ca}^{+2}$  iyonu yapıya girmekte,  $\text{Mg}^{+2}$ 'un bir kısmı yapıyı terketmektedir. Bu durum, aşağıdaki kimyasal

reaksiyonda ifadesini bulmaktadır.



İnceleme alanında, tek Sr-borat minerali olan tünelit'in yapısal formülü Clark (1964) tarafından  $\text{Sr} \left[ \text{B}_6\text{O}_9(\text{OH})_2 \right] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  olarak verilmiştir. Kirka borat yatağındaki tünelitler, Baysal (1972b) ve İnan et al.'a (1973) göre ikincil, Sundere göre birincildir. Bu araştırmacılarından İnan et al.'un (1973) yataktaki tünelit dahil özşekilli bütün borat minerallerinin ikincil olduğunu ileri sürmesi dikkati çekicidir. Tünelit, yatakta Ca- ve NaCa-borat zonlarında killer içinde özşekilli kristal toplulukları halinde bulunmakta, diğer borat mineralleri ile arasında dokusal-yapısal bir geçiş gözlenmemektedir. Bu da tünelit'in, diğer boratların oluşumu sırasında killi-karbonatlı kayaların gözeneklerindeki Sr/Ca oranı yüksek çözeltilerden itibaren otijenik olarak oluştuğuna işaret etmektedir. Basenin Sr bakımından zenginliği ve mineralojik-jeokimyasal evrimi gözönüne alındığında, tünelit'in de diğer bütün borat, karbonat ve simektit mineralleri gibi neoformasyon mekanizmasının ürünleri olduğu sonucuna varılabilir.

## 6. JEOLOJİK EVRİM VE PALEOCOĞRAFYA

Bu çalışma sonucunda elde edilen jeolojik, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal bulguların ışığında, Neojen yaşlı Kırka gölssel volkanosedimanter baseninin jeolojik evrimi ve paleocoğrafik gelişimi aşağıdaki gibi yorumlanmıştır :

a- İnceleme alanının bölgesel jeolojik konumuna bakıldığında, sedimanter birimlerin Temel kayalar ve volkanitlerin oluşturduğu setlerle çevrili olduğu görülür. Basenin K-G yönlü uzanımı, bu kayalar ve kırık hatlarıncaya denetlenmiştir. Alt Miyosen'de etkin olan düşey yönlü bloklaşma hareketleri sonucunda temel kayalar kırılmış, bu zayıf zonlar boyunca kalkalkali karakterindeki volkanitler yükselmiş ve yapısal basenleri dolduran sular Kırka paleogölünü ortaya çıkarmıştır.

b- Alt Miyosen (Burdigaliyen) sonlarında yeniden etkili olan riyolitik bileşimli volkanizma, birbirleri ile yanar geçişli gölssel ve karasal fasiyesteki camsı kül/toz ve kristal tüflerini vermiştir. Bunlardan gölssel tüflerde gelişen bozunma sonucunda höylandit, klinoptilolit ve filipsit gibi zeolit mineralleri ile opal-CT, kuvars ve dioktaedrik simektit (montmorillonit, baydelit) neoformasyonu gerçekleşmiştir. Bu mineraller arasında ortam pH'ına ve tuzluluğuna bağlı olarak basenin kenarlarından merkezine doğru, güney-kuzey yönünde yanar mineralojik zonlanmalar ortaya çıkmıştır. Diğer yandan, volkanizma zaman zaman etkinliğini yitirerek ortamda karbonat ve silisli kayalar ile temsil edilen kimyasal sedimentasyona olanak sağlamıştır. Basenin kenar kesimlerinde ise sellenmeler ve/veya düşük rejimli akarsular ile taşınan kırıntılı bileşenler, piroklastik kayalarla arakatkılı olarak çökelmiştir. Ortamın taze su getirimi ile sürekli beslenmesi, Mg/Ca oranının düşük düzeyde kalmasına dolayısıyla kalsitin yaygın olarak oluşumuna yol açmıştır. Havzanın güneydoğusundaki dar bir alan-

da ise tüflerin hidrotermal alterasyonu sonucunda kaolinit oluşumları gelişmiştir (Karaören formasyonu).

c- Alt Miyosen sonu-Orta Miyosen başlarında volkanizmanın etkisini önemli ölçüde yitirmesi sonucu, ortamda kimyasal çökeltme egemen olmuştur. Başlangıçta Mg/Ca oranı düşük bir ortamda gelişin çökeltme ile kalsit ve/veya düşük Mg'lu kalsitler oluşmuştur. Daha sonra, Karaören formasyonunu veren ve bu dönemde de kısa aralıklarla devam eden volkanizmanın son evrelerini temsil eden ve tabandaki kırık sistemlerinden itibaren göl suyuna karışan B, Na, Mg, Sr ve Li'ca zengin hidrotermal getirimler borat mineralleri ile trioktaedrik simektitlerin oluşumunu gerçekleştirmesinin yanı sıra, ortamın Mg/Ca oranını da yükselterek ideal ve Ca bakımından zengin dolomitlerin gelişmesini sağlamıştır. pH ve tuzluluğa bağlı olarak Na/Ca oranının değişmesiyle, dikey ve yanal yönde borat mineralleri arasında Ca-NaCa-Na-NaCa-Ca borat; trioktaedrik simektitlerde ise Si/Al ve Mg/Li oranlarının dağılımına göre saponit-stevensit-hektorit-stevensit-saponit biçimindeki mineralojik zonlanmalar gelişmiştir. Gerek hidrotermal getirimlerin etkinliğini yitirmesi, gerekse Mg'un dolomit ve simektitlerce kullanılması, ortamın Mg/Ca oranının tedrici azalmasına dolayısıyla dolomitik kireçtaşı ve en son evrede ana bileşenini kalsitin oluşturduğu kireçtaşlarının çökeltmesine yol açmıştır. Sonuçta, borat ve simektitlerin dağılımına paralel olarak karbonat minerallerinin kalsit-kalsit+dolomit-dolomit-kalsit+dolomit-kalsit biçiminde dikey ve yanal yöndeki dizilimi gerçekleşmiştir. Ortam pH'ındaki ritmik değişimler sonucu ise silisik asit moleküllerinin kolloidal çökeltmesine bağlı olarak, kireçtaşları ile arakatlı çörtler oluşmuştur. Sonra da buharlaşma/beslenme oranının yüksekliği nedeniyle Üst Miyosen'de (Fortoniyen) göl daralmaya başlamıştır (Sarıkaya formasyonu). Birimin oluşumu sırasında sedimentasyonla çağdaş yürüyen düşey yönlü bloklanma hareketleri; bölgenin kabaca doğu

ve batı kesimlerinde derinlikleri birbirinden farklı iki yapısal alt baseni, dolayısıyla iki borat yatağını ortaya çıkarmıştır. Bu nedenle bölgenin daha derin olan doğu kesiminde kalın borat yatakları oluşmuştur. Tektonik etkinlik, boratların kalınlığının yanı sıra, onların mercek biçimindeki gelişimlerini de denetlemiştir.

d- Üst Miyosen sonlarına (Tortoniyen) doğru, bölgedeki zayıf zonlar boyunca bazaltik volkanizmanın lav şeklindeki ürünleri ortaya çıkmıştır (Türkmen dağı bazaltı).

e- Üst Miyosen sonu-Pliyosen başında gittikçe daralan göl, havzanın ancak batı ve güneydoğu kesimlerinde varlığını korumuştur. Bu dönemde genellikle bölgenin güneyindeki karasal tüflerden, havzaya akarsularla önemli miktarda malzeme taşınmıştır. Bu süreç, Kuvaterner'e kadar devam ederek, resedimante tuf/tüfit olarak tanımlanan oldukça kalın flüviyatil serilerin çökmesini sağlamıştır (Petiye formasyonu).

f- İnceleme alanı, kapalı bir havzaya özgü biçimde, sedimantasyonla çağdaş tektonik deformasyonun etkisiyle Geç Alpin dönemde kıvrımlı ve kırıklı bir yapı kazanmış ve bugünkü görünümünü almıştır.

## 7. GENEL SONUÇLAR

Neojen yaşlı Kırka gölssel baseninde gerçekleştirilen jeolojik, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemelerden elde edilen veriler ile aşağıda özetlenen genel sonuçlara ulaşılmıştır :

a- İnceleme alanınının 535 km<sup>2</sup>'lik 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılarak, bölgenin tektonik yapıları ortaya konulmuş ve stratigrafik istif oluşturulmuştur.

b- Haritalanan kayaç toplulukları formasyon mertebesinde beş litostratigrafi birimine ayrılmıştır. Bunlar alttan üste doğru Temel kayaçları, İdrisyayla volkanitleri, Karaören ve Sarıkaya formasyonları, Türkmendağı bazaltı, Fetiye formasyonu ve Kuvaterner oluşuklarıdır.

c- Radyometrik ve paleontolojik tayinler ile stratigrafik ilişkilere dayanılarak, İdrisyayla volkanitlerine ve Karaören formasyonuna Alt Miyosen (Burdigaliyen), Sarıkaya formasyonuna Orta-Üst Miyosen, Türkmendağı bazaltına Üst Miyosen (Tortoniyen), Fetiye formasyonuna Pliyosen yaşı verilmiştir.

d- Volkanosedimanter istifin tabanında yer alan birimlerden Temel kayaçları; kloritoid-sist, meta-kumtaşı, kristalize kireçtaşı ve fosilli kireçtaşları, İdrisyayla volkanitleri ise andezit, riyolit ve otoklastik volkanik breşler ile temsil edilmektedir.

e- Karaören formasyonununun egemen litolojisini, birbirleriyle yanıl geçişli karasal ve gölssel fasiyeste gelişmiş riyolitik bileşimli camsı kül/toz ve kristal tüfleri oluşturmaktadır. Kırıntılı ve karbonat kayaçları ise gölssel tüflerle arakatkılı olarak bulunmaktadır. Volkanizmanın birden fazla olan patlamalı dönemlerinin ürünlerini yansıtan tüflerden, gölssel fasiyestekilerde dikey tane boylanması gibi sedimanter yapılar ile yaygın biçimde neoformasyon mineralleri gelişmiştir. Volkanik camın hidrolizi ile gelişen bu mineralleri, zeolit (höylendit, klinoptilolit, filipsit), silis (opal-A, opal-CT, kuvars),

K-feldispat, dioktaedrik (montmorillonit, baydelit) ve trioktaedrik simektit temsil etmektedir. Bu minerallerle pirojenik kuvars, plajiyoklaz, sanidin, biyotit ve hornblend; kimyasal kökenli kalsit yer yer de dolomit ve aragonit; detritik illit(muskovit) ve klorit eşlik etmektedir. Havzanın güneydoğusundaki hidrotermal alterasyon zonunda ise kaolinit, kuvars, jips ve demiroksit mineralleri bulunmaktadır.

f- Sarıkaya formasyonunda egemen kayalık türleri, karbonat kayaları (kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, dolomit) ile dolomitli kilitaşı/marnlardır. Killi-karbonatlı kayalarda arakatlı olarak kristal kül tüfleri yer almaktadır. Kalsit, dolomit, stronsiyanit, aragonit, manyezit, kil mineralleri, kuvars, opal-CT, K-feldispat, plajiyoklaz, biyotit ve hornblend kayalık birimlerini oluşturan minerallerdir. Bunlardan kil mineralleri, trioktaedrik simektit (saponit, stevensit, hektorit) ve çok az miktardaki illit ile temsil edilmektedir. Alt ve üst kesimlerinden karbonat kayaları ile sınırlandırılmış olan borat yatakları istifin orta düzeylerinde bulunmaktadır. Yatakta bolluk sırasına göre Na-borat (boraks, kernit), NaCa-borat (üleksit), Ca-borat (inyoit, meyerhofferit, kolemanit), Mg-borat (kurnakovit, nderit), CaMg-borat (hidroborasit, nderborit) ve Sr-borat (tünelit) mineralleri gözlenmektedir.

g- Sarıkaya formasyonunda belirlenen karbonat minerallerinden kalsit, sulu üyelerinden; dolomit, çözeltilerden doğrudan çökelen protodolomitlerden itibaren erken diyagenetik evrede, stronsiyanit, aragonitve manyezit ise otijenik olarak oluşmuşlardır. Borat minerallerinden boraks, üleksit ve kolemanit kimyasal çökeltme, diğerleri diyagenetik süreçler sonucunda ortaya çıkmışlardır. Borat ve karbonat minerallerine eşlik eden simektitlerde kimyasal çökeltmenin ürünleridir.

h- Fetiye formasyonunu, önemli ölçüde karasal fasiyesteki piroklastiklerden türeyen flüviyatil kökenli resedi-

mante tuf/tüfitler ile kırıntılı kayalar oluşturmaktadır. Birimdeki kayaç topluluklarında kalsit, kuvars, plajiyoklaz, sanidin, biyotit, kil mineralleri ve klinoptilolit bulunmaktadır. Kil minerallerini simektit, illit ve klorit temsil etmektedir. Detritik illit/muskovit ve kloritin bolluğu, birimi benzer görünümlü Karaören formasyonundan ayırtetmede kullanılabilecek önemli bir mineralojik ölçüttür.

i- Karaören formasyonu gölsel tüflerinde, basenin kenar kesimlerinden merkezine doğru, güney-kuzey yönünde taze volkanik cam+simektit-klinoptilolit/höylandit-filipsit-K-feldispat şeklinde gelişen yanıl mineralojik zonlanmanın varlığı ortaya konulmuştur.

j- Sarıkaya formasyonunda düşey ve yanıl yönde borat minerallerinde Ca-NaCa-Na-NaCa-Ca borat, karbonat minerallerinde düşük Mg kalsit-kalsit+dolomit- dolomit (ideal dolomit ve Ca-dolomit)-kalsit+dolomit-düşük Mg kalsit, simektitlerde Li saponit-Li stevensit-hektorit-Li stevensit-Li saponit biçiminde dizilim gösteren mineralojik zonlanmalar gelişmiştir. Bunlardan karbonat ve simektitlerin dikey dağılımları, Karaka ve yakın civarındaki olası borat yataklarının aranmasında dikkate alınması gereken mineralojik ölçütleri oluşturmaktadır. Ayrıca, karbonat minerallerinde Sr'un, simektitlerde ise Sr ve Li'un dikey dağılımları da aynı amaç için kullanılabilecek diğer bir jeokimyasal veridir.

k- Zeolit minerallerinin kristal morfolojisi ile kimyasal bileşimleri arasında sıkı bir ilişkinin bulunduğu belirlenerek, bu ilişkiyi alkali/toprak alkali oranının, özellikle de Mg'un denetlediği görüşü ortaya atılmıştır.

l- İnceleme alanında üç ana evrede etkin olan volkanizmanın lav ve tuf biçimindeki ürünleri kalkalkali bileşimdedir. İdrisyayla volkanitleri ile Karaören ve Sarıkaya formasyonlarına ait tüflerin üst kıtasal kabuk, Türk-mendağı bazaltının ise alt kıtasal kabuktan türediği sap-



tanmıştır. Ayrıca boratların, özellikle illit ve simektit türü kil minerallerince zengin, şeyi gibi sedimanter bir kayacın kaynak malzemesini oluşturduğu bir magmadan gelen hidrotermal getirimler ile ilişkili olduğu hipotezi ortaya atılmıştır.

m- Sonuçta, jeolojik, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal bulguların ışığı altında, Kırka (Seyitgazi-Eskişehir) baseninin jeolojik evrimi ve paleocoğrafik gelişimi ortaya konulmuştur.

## DEĞİNİLEN BEİGELER

- Alderman, A.R. and Von Der Borch, C.C., 1961, Occurrence of magnesite-dolomite sediments in South Australia : *Nature*, 190, p.861.
- Alderman, A.R. and Von Der Borch, C.C., 1963, A dolomite reaction series : *Nature*, 198, 465-466.
- Al-droubi, A., 1976, Géochimie des sels et des solutions concentrées par évaporation. Modèle thermodynamique de simulation. Application au sols salés du Tchad : *Mém. Sci. Géol.*, 46, 177 p.
- Alietti, A., 1972, Polymorphism and crystal-chemistry of heulandites and clinoptilolites : *Amer. Min.*, 57, 1448-1462.
- Alietti, A., Brigatti, M.F. and Poppà, L., 1977, Natural Ca-rich clinoptilolite (heulandites of group 3) : New data and review : *N. Jb. Miner. Mh.*, H.11, 493-501.
- Andel, Van Tj, H., 1958, Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of Western Venezuela : *A.A.P.G. Bull.*, 42, 734-763.
- Arda, T., 1969, Kirka-Sarıkaya boraks yatağının jeolojik etüdü : *M.T.A., Derleme no.4158.* (yayınlanmamış).
- Aristarhan, L.F. and Huribut, Jr., C.S., 1972, Boron minerals and deposits. Part I. Uses, distribution and economic minerals of boron : *Min. Record*, 3, 165-172.
- A.S.T.M., 1972, Inorganic index to the powder diffraction file : Joint Committee on Powder Diffraction Standards, Pennsylvania, 1432 p.
- Assereto, R. and Folk, R.L., 1980, Diagenetic fabrics of aragonite, calcite and dolomite in an ancient peritidal-spelean environment : Triassic Calcarea Rosso, Lombardia, Italy : *J. Sediment. Petrol.*, 50, 371-394.
- Ataman, G., 1966, Géochimie des minéraux argileux dans les bassins sédimentaires marins. Etudes sur le bassin Triassique du Jura : *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 25, 237 p.
- Ataman, G., 1967, La géochimie du bore et du gallium dans les minéraux argilleux : *Chem. Geol.*, 2, 297-307.

- Ataman, G., 1976, Türkiye'de yeni bir analisim oluşuğu ve zeolitli seriler ile plaka tektoniği arasında muhtemel ilişkiler : *Yerbilimleri*, 1, 9-24.
- Ataman, G., 1977, Batı Anadolu zeolit oluşumları : *Yerbilimleri*, 3, 85-95.
- Ataman, G. ve Baysal, O., 1973, Bazı bor minerallerinin termik reaksiyonları ve bunların atom yapısına etkisi : Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kong. Bült., 537-565.
- Ataman, G. and Baysal, O., 1978, Clay mineralogy of Turkish borate deposits : *Chem. Geol.*, 22, 233-247.
- Ataman, G. et Beseme, P., 1972, Decouverte de l'analcime sédimentaire en Anatolia du Nord-Ouest (Turquie) : *Minéralogie, gènesese, paragènesese* : *Chem. Geol.*, 9, 203-225.
- Atwood, D.K. and Fry, H.M., 1967, Strontium and manganese content of some coexisting calcites and dolomites : *Amer. Min.*, 52, 1530-1535.
- Barrer, R.M., 1981, Zeolites and their synthesis : *Zeolites*, 1, 130-141.
- Baysal, O., 1972a, Sarıkaya (Kırka) borat yataklarının mineralojik ve jenetik incelenmesi : Doçentlik tezi, H.Ü. Müh. Fak., Beytepe, Ankara, 157 s, (yayınlanmamış).
- Baysal, O., 1972b, Sarıkaya (Kırka) boratlarında yeni bir stronsiyum borat minerali : *Tünelit* : *M.T.A. Derg.*, 79, 22-30.
- Baysal, O., 1973a, Sarıkaya (Kırka) borat yataklarının oluşumu : *Türkiye Mad. Bil. Tek. III. Kong.*, 255-277.
- Baysal, O., 1973b, Türkiye'deki yeni bulunan sulu magnez-yum-borat mineralleri : Kurnakovit, inderit, inderborit : *M.T.A. Derg.*, 80, 89-99.
- Baysal, O., 1974, Kırka borat yataklarındaki kil mineralleri üzerine ön çalışma : *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 17, 17-30.
- Baysal, O. ve Ataman, G., 1975, Türkiye'de yeni bir bor minerali : Kernit ve oluşumunun tartışması : *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 18, 3-10.
- Baysal, O., Gündoğdu, M.N., Temel, A. ve Öner, F., 1986, Bigadiç zeolit oluşumlarının ekonomik jeolojik

- incelenmesi projesi : H.Ü. Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi, Proje no. YUVAM/85-2, 155 s. (yayınlanmamış).
- Becker-Platen, J.D., Benda, L. and Steffens, P., 1977, Litho-und biostratigraphische deutung radiometrischer alterbestimmungen aus dem Jung Tertiär der Türkei : Geol. Jb. R:B, 25, 139-170.
- Benda, L., Innocenti, F., Mazzuoli, R., Radicati, F. and Steffens, P., 1974, Stratigraphic and radiometric data of the Neogene in Northwest Turkey : Z. Deutsch. Geol. Ges., 125, 183-193.
- Berner, R.A., 1971, Principles of chemical sedimentology : McGraw Hill, New York, 240 p.
- Bingöl, E., 1977, Muratdağı jeolojisi ve ana kayalık birimlerinin petrolojisi : Türkiye Jeol. Kur. Bül., 20, 13-66.
- Bissel, H.J. and Chilingar, G.V., 1967, Classification of sedimentary carbonate rocks : In Carbonate Rocks, G.V. Chilingar, H.J. Bissel and R.W. Fairbridge (Eds.), Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 87-168.
- Blatt, H., 1982, Sedimentary petrology : W.H. Freeman and Co., 564 p.
- Boles, J.R., 1972, Composition, optical properties, cell dimensions, and thermal stability of some heulandite group zeolites : Amer. Min., 57, 1463-1493.
- Boles, J.R., 1977, Zeolites in deep-sea sediments : Geology of Natural Zeolites, F.A. Mumpton (Ed.), Reviews in Mineralogy, 4, 137-163.
- Boles, J.R. and Surdam, R.C., 1979, Diagenesis of volcanogenic sediments in a Tertiary saline lake : Wagon Bed Formation, Wyoming : Amer. J. Sci., 279, 832-853.
- Borsi, S., Ferrara, F., Innocenti, F. and Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesvos Island) : Bull. Volcanol., 36, 473-496.
- Bowser, C.J., 1964, Geochemistry and petrology of the sodium borates in the non-marine evaporite environment : Ph.D. Dissertation, University of California, Los Angeles, 110 p.
- Bradley, W.F. and Fahey, J.J., 1962, Occurrence of stevensite in the Green River Formation of Wyoming : Amer. Min., 47, 996-998.

- Broughton, P., 1972, Monohydrocalcite in speleothems : An alternative explanation : *Contr. Min. Petrol.*, 36, 171-174.
- Brown, G., 1961, The X-ray identification and crystal structures of clay minerals : Mineralogical Society (Clay Minerals Group), London, 543 p.
- Broxton, D.E., Bish, D.L. and Warren, G., 1987, Distribution and chemistry of diagenetic minerals at Yucca Mountain, Nye County, Nevada : *Clays and Clay Min.*, 35, 89-110.
- Caillere, S. et Hénin, S., 1963, *Minéralogie des argiles* : Masson et Cie, Paris, 355 p.
- Christ, C.L., 1960, Crystal chemistry and systematic classification of hydrated borate minerals : *Amer. Min.*, 45, 334-340.
- Christ, C.L. and Clark, J.R., 1960, Studies of borate minerals (IX) : The crystal structure of meyerhofferite,  $\text{CaB}_3\text{O}_3(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$  : *Z. Krist.*, 114, 321-342.
- Christ, C.L., Clark, J.R. and Evans, H.T.Jr., 1958, Studies of borates minerals (III) : The crystal structure of colemanite,  $\text{CaB}_3\text{O}_4(\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$  : *Acta. Cryst.*, 11, 761-770.
- Christ, C.L. and Garrels, R.M., 1959, Relations among sodium borate hydrates at Kramer deposit, Boron, California : *Amer. J. Sci.*, 257, 516-528.
- Christ, C.L. and Hostetler, P.B., 1970, Studies in the system  $\text{MgO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (II) : The activity-product constant of magnesite : *Amer. J. Sci.*, 268, 439-453.
- Christ, C.L., Truesdell, A.H. and Erd, R.C., 1967, Borate mineral assemblages in the system  $\text{Na}_2\text{O-CaO-MgO-B}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$  : *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 313-337.
- Clark, J.R., 1959, Studies of borate minerals (IV) : The crystal structure of inyoite,  $\text{CaB}_3\text{O}_3(\text{OH})_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  : *Acta Cryst.*, 12, 162-170.
- Clark, J.R., 1964, The crystal structure of tunellite,  $\text{SrB}_6\text{O}_9(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  : *Amer. Min.*, 49, 1549-1568.
- Clark, J.R. and Appleman, D.E., 1964, Pentaborate polyanion in the crystal structure of ulexite,  $\text{NaCaB}_5\text{O}_6(\text{OH})_6 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  : *Science*, 145, 1295-1296.

- Da-nean, Y., 1965, The structure of kurnakovite : *Scientia Sinica*, XIV, 1086-1089.
- De Boer, R.B., 1977, Stability of Mg-Ca carbonates : *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, 265-270.
- Donahoe, R.J. and Liou, J.G., 1985, An experimental study on the process of zeolite formation : *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2349-2360.
- Donahoe, R.J., Liou, J.G. and Guldman, S., 1984, Synthesis and characterization of zeolites in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  : *Clays and Clay Min.*, 32, 433-443.
- Ercan, T., 1979, Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması : *Jeol. Müh. Derg.*, 19, 23-46.
- Ercan, T., Günay, E. ve Savaşçın, M.Y., 1981/1982, Simav ve çevresindeki Senozoyik yaşlı volkanizmanın bölgesel yorumlanması : *M.T.A. Derg.*, 97/98, 86-101.
- Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M. ve Can, B., 1985, Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu : *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 28, 121-136.
- Eugster, H.P. and Surdam, R.C., 1973, Depositional environment of the Green River Formation of Wyoming, a preliminary report : *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 1115-1120.
- Faust, G.T., Hataway, J.C. and Millot, G., 1959, Restudy of stevensite : *Amer. Min.*, 44, 342-370.
- Fischbeck, R. and Müller, G., 1971, Monohydrocalcite, hydromagnesite, nesquehonite, dolomite, aragonite and calcite in speleothems of the Frankische Schweiz, Western Germany : *Contr. Min. Petrol.*, 33, 87-92.
- Fisher, R.V., 1960, Classification of volcanic breccia : *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 71, 973-982.
- Fisher, R.V. and Schmincke, H.-U., 1984, *Pyroclastic rocks* : Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestone types : *A.A.P.G., Classification of Carbonate Rocks-A symposium, Memoir 1*, 68-84.
- Folk, R.L., 1968, *Petrology of sedimentary rocks* :

- Hemphill's, Austin-Texas, 170 p.
- Folk, R.L., 1974, The natural history of crystalline calcium carbonate : Effect of magnesium content and salinity : *J. Sediment. Petrol.*, 44, 40-53.
- Folk, R.L. and Sand, L.S., 1975, Mg/Ca ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite : *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 53, 60-68.
- Folk, R.L. and Siedlecka, A., 1974, The schizohaline environment : *Sediment. Geol.*, 11, 1-15.
- Frey, F.A., Haskin, M.A., Poetz, J.A. and Haskin, L.A., 1968, Rare earth abundances in some basic rocks : *J. Geophys. Res.*, 73, 6085-6097.
- Füchtbauer, H. und Goldschmidt, H., 1965, Beziehungen zwischen calciumgehalt und bildungsbedingungen der dolomite : *Geol. Rundschau*, 55, 29-40.
- Füchtbauer, H. und Müller, G., 1970, Sedimente und sedimentgesteine sediment-petrologie, teil II : E. Schweizerbart'sche Verlags-buchhandlung, Stuttgart, 726 p.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G. and Mazzuoli, R., 1976, Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea : *Tectonophysics*, 31, 29-34.
- Gac, J.Y., Al-Droubi, A., Fritz, B. and Tardy, Y., 1977, Geochemical behaviour of silica and magnesium during evaporation of waters in Chad : *Chem. Geol.*, 19, 215-228.
- Gaines, A.M., 1977, Protodolomite redefined : *J. Sediment. Petrol.*, 47, 543-546.
- Gale, H.S., 1946, Geology of the Kramer borate district, Kern County, California : *Calif. J. Mines Geol.*, 42, 325-378.
- Goldschmidt, V.M., 1954, *Geochemistry* : Oxford Univ. Press, 730 p.
- Goldschmidt, V.M. and Peters, C., 1932, The geochemistry of boron : *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Physik*, Kl, 402-407, 528-545.
- Goldsmith, J.R., 1953, A simplicity principle and its relation to case of crystallization : *J. Geol.*, 61, 439-451.
- Goldsmith, J.R. and Graf, D.L., 1958a, Relation between

- lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates : Amer. Min., 43, 84-101.
- Goldsmith, J.R. and Graf, D.L., 1958b, Structural and compositional variations in some natural dolomites : J. Geol., 66, 678-693.
- Goldsmith, J.R., Graf, D.L., and Heard, H.C., 1961, Lattice constants of the calcium-magnesium carbonates : Amer. Min., 46, 453-457.
- Goldsmith, J.R., Graf, D.L. and Joensuu, O.I., 1955, The occurrence of magnesian calcites in nature : Geochim. Cosmochim. Acta, 7, 212-230.
- Gottini, V., 1968, The  $TiO_2$  frequency in volcanic rocks : Geol. Rundsch., 57, 920-935.
- Gök, S., Çakır, A. ve Dündar, A., 1980, Kırka civarında boratlı Neojen'in stratigrafisi, petrografisi ve tektoniği : Türkiye Jeol. Kong. Bült., 2, 53-62.
- Graf, D.L., Eardley, A.J. and Shimp, A.F., 1961, A preliminary report on magnesium carbonate formation in glacial Lake Bonneville : J. Geol., 69, 219-223.
- Graf, D.L. and Goldsmith, J.R., 1956, Some hydrothermal syntheses of dolomite and protodolomite : J. Geol., 64, 173-186.
- Grim, R.E., 1968, Clay mineralogy : McGraw Hill, New York, 596 p.
- Grim, R.E. and Kulbicki, G., 1961, Montmorillonites : High temperature reactions and classifications : Amer. Min., 46, 1329-1369.
- Gündoğdu, M.N., 1982, Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi : Doktora tezi, H.Ü. Fen Bil. Enst., Beytepe, Ankara, 386 s. (yayınlanmamış).
- Gündoğdu, M.N., 1985, Bigadiç gölssel Neojen baseninde karbonat mineralleri ile simektitlerin dağılımı : II. Ulusal Kil Sempozyumu Bildirileri, M.N.Gündoğdu, H.Aksoy (Eds.), H.Ü. Beytepe, Ankara, 123-140.
- Gündoğdu, M.N. and Yalçın, H., 1985, Possible use of strontium in borate exploration : An example from Bigadiç and Emet Neogene basins of Turkey: I. World Congress on Non-metallic Minerals, Belgrade, Yugoslavia, 15-19 April, Summary, 2 289-300.



- Gündoğdu, M.N. ve Gökçen, S.L., 1983, Bigadiç gölsel Neojen basenindeki birincil sedimanter yapılar ve kökenleri : *Yerbilimleri*, 10, 89-93.
- Gündoğdu, M.N. ve Yılmaz, O., 1983, Kil mineralojisi yöntemleri : I. Ulusal Kil Sempozyumu Bildirileri, Çukurova Univ., Adana, 319-330.
- Harder, H., 1959, Contribution to the geochemistry of boron : II. Boron in sediments : In *Benchmark Papers in Geology/23*, 1975, C.T. Walker (Ed.), Dowden, Hutchinson and Ross Inc., Stroudsboung, Pennsylvania, 83-105.
- Harder, H., 1972, The role of magnesium in the formation smectite minerals : *Chem. Geol.*, 10, 31-39.
- Hardie, L.A., Smoot, J.P. and Eugster, H.P., 1978, Saline lakes and their deposits : A sedimentological approach : In *Modern and Ancient Lake Sediments*, A. Matter, M.E. Tucker (Eds.), Blackwell Sci. Publ., Oxford, 7-42.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A. and Wildeman, T.R., 1968, Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths : In *Origin and Distribution of Elements*, L.H. Ahrens (Ed.), Pergamon Press, Oxford-New York, 889-912.
- Hawkins, D.B., 1981, Kinetics of glass dissolution and zeolite formation under hydrothermal conditions : *Clays and Clay Min.*, 29, 331-340.
- Hawkins, D.B., Sheppard, R.A. and Gude, A.J. 3rd., 1978, Hydrothermal synthesis of clinoptilolite and comments on the assemblage phillipsite-clinoptilolite-mordenite : In *Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Use*, L.B. Sand, F.A. Mump-ton (Eds.), Pergamon Press, New York, 337-343.
- Hay, R.L., 1964, Phillipsite of saline lakes and soils : *Amer. Min.*, 49, 1366-1387.
- Hay, R.L., 1966, Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks : *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 85, 130 p.
- Helvacı, C. ve Firman, R.J., 1977, Emet borat yataklarının jeolojik konumu ve mineralojisi : *Jeol. Müh. Derg.*, 2, 17-29.
- Helz, G.R. and Holland, H.D., 1965, The solubility and geologic occurrence of strontianite : *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, 1303-1315.

- Hem, J. and Lind, G., 1974, Kaolinite synthesis at 25 °C : Science, 184, 1171-1173.
- Hemmi, K. and Matsudo, H., 1975, Stabilization relationships between kaolinite and pyrophyllite in Roseki deposits in Japan : Contr. to Clay Mineralogy in honour of Professor Toshio Sudo, 153-161.
- Holland, H.D., Quirk, R.F. and Mottl, M.J., 1976, The non-importance of reverse weathering reactions in an ocean : Abstracts with Programs, Geol. Soc. Amer. Ann. Meeting, 8, p. 922.
- Höllner, H. and Wirsching, U., 1978, Experiments on the formation of zeolites by hydrothermal alteration of volcanic glasses : In Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Use., L.B.Sand, F.A. Mumpton (Eds.), Pergamon Press, New York, 329-336.
- Hughes, C.J., 1982, Igneous petrology : Developments in Petrology 7, Elsevier Publ., Amsterdam, 551 p.
- İnan, K., 1975, Sulu bor mineral yataklarının oluşum modeli : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18, 165-168.
- İnan, K., 1977, Su taşıyıcı bor mineralleri arasındaki denge ilişkileri : T.B.T.A.K. V.Bilim Kong. Tebliğleri, 185-195.
- İnan, K., Dunham, A.C. and Esson, J., 1973, The mineralogy geochemistry and origin of the Kirka borate deposit, Eskişehir province, Turkey : Inst. Min. Met., 82, 114-123.
- Innocenti, F. and Mazzuoli, R., 1973, Petrology of the İzmir-Karaburun volcanic area (West Turkey) : Bull. Volcanol., 36, 83-104.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks : Can. J. Earth Sci., 8, 523-548.
- Jakes, P. and White, A.J.R., 1971, Composition of island arcs continental growth : E.P.S.L., 12, 224-230.
- Jones, B.F., 1986, Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments : In Diagenesis Workshop, U.S.Geol. Survey Bull., 1578, 18 p.
- Jones, B.F. and Weir, A.H., 1983, Clay minerals of Lake Albert, an alkaline, saline lake : Clays and Clay Min., 31, 161-172.

- Jones, J.B. and Segnit, E.R., 1971, The nature of opal : I. Nomenclature and constituent phases : *J. Geol. Soc. Aust.*, 18, 57-68.
- Kay, R., Hubbard, N.J. and Gast, P.W., 1970, Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks : *J. Geophys. Res.*, 75, 1585-1611.
- Keith, M.L. and Degens, E.T., 1959, Geochemical indicators of marine and fresh water sediments : In *Researchs in Geochemistry*, P.H. Aberson (Ed.), John Wiley and Sons, New York, 38-61.
- Keller, J. and Villari, R., 1972, Rhyolitic ignimbrite in the region of Afyon (Central-Anatolia) : *Bull. Volcanol.*, 36, 342-358.
- Keller, W.D., 1976, Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin-I : *Clays and Clay Min.*, 24, 107-113.
- Keller, W.D., 1977, Classification of kaolins exemplified by their textures in scan electron micrographs : *Clays and Clay Min.*, 26, 1-20.
- Kinsmann, D.J.J. and Holland, H.D., 1969, The coprecipitation of cations with  $\text{CaCO}_3$ -IV. The coprecipitation of  $\text{Sr}^{2+}$  with aragonite between 16 and 90 °C : *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33, 1-17.
- Kirov, G.N., Senderov, E.E. and Pechigargov, V.I., 1984, Scanning electron microscopy of experimental zeolitization in volcanic glass : *Geochem. Inter.*, 22, 113-122.
- Kitano, Y., 1979, Carbonate sediments : Recent Progress of Natural Sciences in Japan, 4, 11-18.
- Krauskopf, K.B., 1981, Introduction to geochemistry : McGraw Hill, 721 p.
- Krempp, G., 1982, Techniques de prelevement des eaux naturelles et des gaz associes. Méthodes d'analyse des eaux et des roches : Notes Techniques de l'Institut de Géologie, Université Louis Pasteur Strasbourg, 59 p.
- Kurnakova, A.G. and Nikolaev, A.V., 1948, The solubility isotherm of the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$  at 25 °C : *Akad. Nauk SSSR Izv. Otd. Khim. Nauk*, 1, 377-382.
- Last, W.M. and Schweyen, T.H., 1983, Sedimentology and

geochemistry of saline lakes of the Great Plains : *Hydrobiologia*, 105, 245-263.

- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram : *J. Petrol.*, 27, 745-750.
- Le Roux, J. and Jackson, M.L., 1978, Scanning electron microscopy of quartz in Precambrian cherts and dolomites from Southern Africa : *Clays and Clay Min.*, 26, 160-168.
- Lippmann, F., 1973, *Sedimentary carbonate minerals* : Springer-Verlag, Berlin, 228 p.
- Magaritz, M., Goldenberg, L., Kafri, U. and Arad, A., 1980, Dolomite formation in the seawater-freshwater interface : *Nature*, 287, 622-624.
- Malinkov, S.V., Lisitsyn, A. Ye. and Sumin, L.V., 1982, Boron-isotope distribution in natural borates and borosilicates as an indicator of conditions their genesis : *Doklady Earth Sci. Sec.*, 267, 193-195.
- Mariner, R.H. and Surdam, R.C., 1970, Alkalinity and formation of zeolites in saline alkaline lakes : *Science*, 170, 977-980.
- Mason, B., 1966, *Principles geochemistry* : John Wiley and Sons, New York, 329 p.
- Mason, B. and Sand, L.B., 1960, Clinoptilolite from Patagonia, the relationship between clinoptilolite and heulandite : *Amer. Min.*, 45, 341-350.
- McDonald, G., 1972, *Volcanoes* : Prentice Hall, Englewood, C.J., 510 p.
- Milot, G., 1964, *Géologie des argiles* : Masson et C<sup>ie</sup>, Paris, 499 p.
- Morimoto, N., 1956, The crystal structure of borax : *Min. J. Japan*, 2, 1-18.
- M.T.A., 1986, *Stratigrafi sınıflama ve adlama kuralları* : M.T.A. Genel Müd., Ankara, 28 s.
- Muessig, S., 1959, Primary borates in playa deposits : *Minerals of high hydration* : *Econ. Geol.*, 54, 495-501.
- Mumpton, F.A., 1960, Clinoptilolite redefined : *Amer. Min.*, 45, 351-369.

- Mumpton, F.A. and Ormsby, W.C., 1978, Morphology of zeolites in sedimentary rocks by scanning electron microscopy : Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Use, L.B.Sand, F.A.Mumpton (Eds.), Pergamon Press, New York, 113-132.
- Müller, G., Irion, G. and Förstner, U., 1972, Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environment ; Naturwissenschaften, 59, 158-164.
- Müller, G. and Wagner, F., 1978, Holocene carbonate evolution in Lake Balaton (Hungary) : A response to climate and impact of man ; In Modern and Ancient Lake Sediments, A.Matter, M.E.Tucker (Eds.), Blackwell Sci. Publ., Oxford, 55-80.
- Neat, P.L., Faure, G. and Pegram, W.J., 1979, The isotopic composition of strontium in non-marine carbonate rocks : The Flagstaff Formation of Utah : Sediment., 26, 271-282.
- Nikolaev, A.V. and Chelishcheva, A.G., 1940, The isotherm of the systems :  $\text{CaO} + \text{B}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}$  and  $\text{MgO} + \text{B}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}$  : Compt. Rend. Acad. Sci. URSS, 28, 127-130
- Ohrdorf, R., 1968, Ein beitrag zur Geochemie des lithiums in sedimentgesteinen : Geochim. Cosmochim. Acta, 32, 191-208.
- Özpeker, I., 1969, Batı Anadolu borat yataklarının mukayeseli jenetik etüdü : İ.T.Ü. Doktora tezi, İstanbul, 116 s.
- Özpeker, I. ve İnan, K., 1978, Batı Anadolu borat yataklarında izlenen mineral birliklerinin yatak evrimiyle ilişkileri : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 21, 1-10.
- Papke, K.G., 1972, Ericnite and other associated zeolites in Nevada : Nevada Bur. Mines and Geol. Bull., 79, 32 p.
- Pearce, J.A., 1976, Statistical analysis of major element patterns in basalts : J. Petrol., 17, 15-43.
- Pingitore, N.E., 1978, The behavior of  $\text{Zn}^{2+}$  and  $\text{Mn}^{2+}$  during carbonate diagenesis : Theory and applications : J. Sediment. Petrol., 48, 799-814.
- Fray, L.C. and Estaban, M., 1977, Upper Guadalupean facies, Permian reef complex, Guadalupe Mountains, West Texas and New Mexico, S.E.P.M.

Publ., No. 77-16, p. 79-118.

- Raiswell, R. and Brimblecombe, P., 1977, The partition of manganese into aragonite between 30 and 60 °C : *Chem. Geol.*, 19, 145-151.
- Reeder, R.J. and Sheppard, C.E., 1984, Variation of lattice parameters in some sedimentary dolomites : *Amer. Min.*, 69, 520-527.
- Renard, M., 1972, Interprétation des teneurs en strontium des carbonates du Lutétien supérieur, à Saint-Vaast-Les-Mello (Oise). Mise en évidence de la valeur de cet élément comme indicateur des conditions de diagenèse et de sédimentation des carbonates : *Bull. Inf. Géol. Bass.*, Paris, 34, 19-29.
- Renard, M., 1975, Etude géochimique de la fraction carbonatée d'une facies de bordure de dépôt gypseux (exemple du gypse Ludien du bassin de Paris) : *Sediment. Geol.*, 13, 191-231.
- Reynolds, R.C., 1965, The concentration of boron in Precambrian seas : *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, 1-16.
- Rumanov, I.M. and Ashirov, A., 1964a, The determination of the crystal structure of inderite : *Sov. Phys. Cryst.*, 8, 414-428.
- Rumanov, I.M. and Ashirov, A., 1964b, Determination of the crystal structure of hydroboracite,  $[\text{CaMg}_2\text{B}_2\text{O}_4(\text{OH})_3]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$  : *Sov. Phys. Cryst.*, 8, 665-680.
- Samuel, J. et Roualt, R., 1983, Les méthodes d'analyses des matériaux géologiques pratiquées au laboratoire d'analyses spectrochimiques : Notes Techniques de l'Institut de Géologie, Université Louis Pasteur Strasbourg, Numéro 16, 46 p.
- Sayles, F.L. and Fyfe, W.S., 1973, The crystallization of magnesite from aqueous solution : *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 87-99.
- Schaller, W.F., 1930, Borate minerals from the Kramer district, Mohave Desert, California : *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 158-I, 137-170.
- Schmid, R., 1981, Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments : Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks : *Geology*, 9, 41-43.

- Semelin, B., 1985, Les dépôts volcanosédimentaires Néogènes du bassin d'Emet (Turquie Occidentale) et leur diagenèse, les paragenèses à smectites et zéolites en milieu lacustre : Thèse, Université Paris-Sud, Orsay, 201 p.
- Semelin, B. et Yalçın, H., 1984, Sédimentation volcanoclastique en milieu continental lacustre : Un exemple, le bassin néogène d'Emet (Turquie Ouest) : 5ème Congrès Européen de Sédimentologie, Résumés, Marseille, 9-11 Avril, p. 403.
- Seyfried, Jr. W.E., Janecky, D.R. and Mottl, M.J., 1984, Alteration of the oceanic crust : Implications for geochemical cycles of lithium and boron : Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 557-569.
- Shaw, D.M. and Bugry, R., 1966, A review of boron sedimentary geochemistry in relation to new analyses of some North American shales : Can. J. Earth Sci., 3, 49-63.
- Sheppard, R.A., 1971, Zeolites in sedimentary deposits of the United States—a review : In Molecular Sieve Zeolites-1, R.F. Gould (Ed.), Amer. Chem. Soc., Advances in Chemistry series, 101, 279-310.
- Sheppard, R.A. and Gude, A.J. 3rd., 1968, Distribution and genesis of authigenic silicate minerals in tuffs of Pleistocene Lake Tecopa, Inyo County, California : U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 547, 38 p.
- Sheppard, R.A. and Gude, A.J. 3rd., 1969, Diagenesis of tuffs in the Barstow Formation, Mud Hills, San Bernardino County, California : U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 634, 35 p.
- Sheppard, R.A. and Gude, A.J. 3rd., 1973, Zeolites and associated authigenic silicate minerals in tuffaceous rocks of the Big Sandy Formation, Mohave County, Arizona : U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 830, 36 p.
- Sheppard, R.A., Gude, A.J. 3rd. and Griffin, J.J., 1970, Chemical composition and physical properties of phillipsite from the Pacific and Indian Oceans : Amer. Min., 55, 2053-2062.
- Smith, W.C., 1960, Borax and borates : In Industrial Minerals and Rocks, Amer. Inst. Min. Met. Pet. Eng., 103-122.

- Speer, J.A., 1983, Crystal chemistry and phase relations of orthorhombic carbonates : In Carbonates, Mineralogy and Chemistry, P.H. Ribbe (Ed.), Min. Soc. Amer., Reviews in Mineralogy 11, 145-190.
- Stoffers, P. and Fischbeck, R., 1974, Monohydrocalcite in the sediments of Lake Kivu (East Africa) : Sediment., 21, 163-170.
- Streckeisen, A., 1967, Classification and nomenclature igneous rocks : N. Jb. Mineral. Abh., 107, 144-240.
- Streckeisen, A., 1979, Classification of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks : Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks : Geology, 7, 331-335.
- Sunder, M., 1980, Sarıkaya (Kırka-Eskişehir) borat yataklarının jeokimyası : Türkiye Jeol. Kong. Bült., 2, 19-34.
- Surdam, R.C., 1977, Zeolites in closed hydrologic systems : In Mineralogy and Geology of Natural Zeolites, F.A. Mumpton (Ed.), Min. Soc. Amer., Reviews in Mineralogy, 4, 65-89.
- Surdam, R.C. and Eugster, H.P., 1976, Mineral reactions in the sedimentary deposits of the Lake Magadi region, Kenya : Geol. Soc. Amer. Bull., 87, 1739-1752.
- Surdam, R.C. and Parker, R.B., 1972, Authigenic aluminosilicate minerals in the tuffaceous rocks of Green River Formation, Wyoming : Geol. Soc. Amer. Bull., 83, 689-700.
- Surdam, R.C. and Sheppard, R.A., 1978, Zeolites in saline alkaline-lake deposits : In Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Use, L.B. Sand, F.A. Mumpton (Eds.), Pergamon Press, New York, 145-175.
- Tardy, Y., 1981, Silice, silicates magnésiens, silicates sodiques et géochimie des paysages arides : Bull. Soc. Geol. France, 23, 325-334.
- Tardy, Y., Cheverry, C. et Fritz, B., 1974, Néof ormation d'une argile magnésienne dans les depression interdunaire du lac Tchad. Application aux domaines de stabilité des phyllosilicates aluminieux, magnésiens et ferrifères : C.R. Acad. Sci. Paris, 278, 1999-2002.



- Tardy, Y., Krempp, G. et Trauth, N., 1972, Le lithium dans les minéraux argileux des sédiments et des sols : *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, 397-412.
- Tardy, Y., Paquet, H. et Millot, G., 1970, Trois modes de genèse des montmorillonites dans les altérations et les sols : *Bull. Groupe Franç. Argiles*, 22, 69-77.
- Taylor, G.F., 1975, The occurrence of mono-hydrocalcite in two small lakes in the south-east of South Australia : *Amer. Min.*, 60, 690-697.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1981, The composition and evolution on the continental crust; rare earth element evidence from sedimentary rocks : *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A301, 381-399.
- Temel, A., 1987, Bigadiç baseni merkezi kesiminin mineralojik-petrografik, jeokimyasal incelenmesi ve neoformasyon mînerallerinin dağılımı : *Yük. Müh. tezi*, H.Ü. Fen Bil. Enst., Beytepe, Ankara, 163 s. (yayınlanmamış).
- Trauth, N., 1977, Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et epicontinentale Tertiaire. Bassins de Paris, de Mormorion et de Salinelles (France) de Jbel Ghassoul (Maroc) : *Mém. Sci. Geol.*, 49, 195 p.
- Travis, R.B., 1970, Nomenclature for sedimentary rocks : *Amer. Assos. Petrol. Geol. Bull.*, 54, 1095-1107.
- Valyashko, M. und Wlassowa, E.W., 1969, IR-absorptionsspektren von boraten und borhaltiger waessrigen Lösungen : *Jenaer Rundschau*, 1, 3-11.
- Van Eysinga, F.W.B., 1978, Geological time table : Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam.
- Vinciennes, H., 1961, Sur l'origine sédimentaire des magnésites de la région de Larrau (Basses-Pyrénées) : *Acad. Sci. Paris, Comptes Rendus*, 253, 1600-1602.
- Von Der Borch, C., 1965, The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments of the Coorong area, South Australia : *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, 781-799.
- Weaver, C.E., 1975, Construction of limpid dolomite : *Geology*, 3, 425-428.

- Weaver, C.E. and Pollard, L.D., 1973, The chemistry of clay minerals : Developments in Sedimentology 15, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 213 p.
- Wedepohl, K.H., 1975, The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the mantle : Fortschr. Miner., 52, 141-172.
- Wenk, H.-R. and Zhang, F., 1985, Coherent transformations in calcian dolomites : Geology, 13, 457-460.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements : Chem. Geol., 20, 325-343.
- Winkler, H.G.F., 1979, Petrogenesis of metamorphic rocks : Springer-Verlag, 3th. Edic., New York, 348 p.
- Wirsching, U., 1976, Experiments on hydrothermal alteration processes of rhyolitic glass in closed and open system : N. Jb. Miner. Mh., 5, 203-213.
- Yalçın, H., 1984, Emet Neojen gölsel baseninin jeolojik ve mineralojik-petrografik incelenmesi : Yük. Müh. tezi, H.Ü. Fen Bil. Enst., Beytepe, Ankara, 269 s. (yayınlanmamış).
- Yalçın, H., Cerit, O., Sezen, T.F. ve Batman, B., 1987, Mengen-Pazarköy (Bolu NE) yöresinin kil mineralojisi : III. Ulusal Kil Sempozyumu Bildirileri, O.D.T.Ü. Ankara. (baskıda).
- Yalçın, H. ve Gündoğdu, M.N., 1985, Emet gölsel Neojen baseninin kil mineralojisi : II. Ulusal Kil Sempozyumu Bildirileri, M.N. Gündoğdu, H. Aksoy (Eds.), H.Ü. Beytepe, Ankara, 155-170.
- Yalçın, H. ve Gündoğdu, M.N., 1988, Neojen yaşlı Emet gölsel volkanosedimanter baseninin mineralojik-petrografik incelenmesi : Neoformasyon mineralogilerinin oluşumu ve dağılımı : Yerbilimleri, 13. (baskıda).
- Yalçın, H., Semelin, B. ve Gündoğdu, M.N., 1985, Emet gölsel Neojen baseninin jeolojik incelenmesi (Hisarcık güneyi) : Yerbilimleri, 12, 39-52.